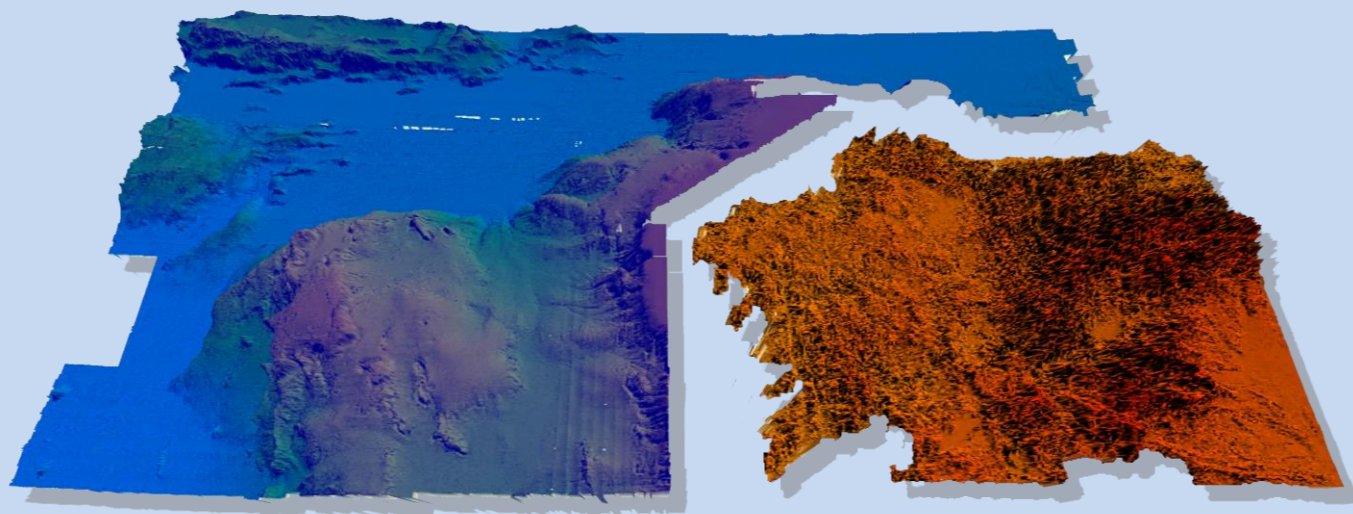


# Estudio morfológico de los márgenes continentales y cuencas oceánicas Nor-Ibéricas

Gloria Jané Sánchez-Lafuente  
Tesis Doctoral 2015

---





# ESTUDIO MORFOLÓGICO DE LOS MÁRGENES CONTINENTALES Y CUENCAS OCEÁNICAS NOR-IBÉRICAS

Memoria de Tesis Doctoral presentada por

**Gloria Jané Sánchez-Lafuente**

Madrid, Septiembre 2015



# ESTUDIO MORFOLÓGICO DE LOS MÁRGENES CONTINENTALES Y CUENCAS OCEÁNICAS NOR-IBÉRICAS



Memoria de Tesis Doctoral presentada por

**Gloria Jané Sánchez-Lafuente**

Para optar al Título de Doctor por la Universidad Autónoma de Madrid

Directores de la Tesis:

Dr. Adolfo Maestro

Dra. Estefania Llave

Dr. Jerónimo López

# INDICE

Agradecimientos

Resumen

Abstract

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>3</b>
<b>1.1 Objetivos</b>	<b>5</b>
<b>1.2 Métodos</b>	<b>5</b>
1.2.1 Sistema de adquisición de datos	6
1.2.1.1 Sistemas de posicionamiento	6
1.2.2.2 Sistema de Ecosonda Multihaz	7
1.2.3.3 Sonda Paramétrica TOPAS	13
1.2.2 Análisis e interpretación de los datos	17
1.2.2.1. Elementos morfológicos	17
1.2.2.2. Análisis del ecocarácter	18
1.2.2.3. Análisis de la reflectividad	19
1.2.2.4. Estratigrafía sísmica	20
1.2.2.5. Análisis morfoestructural	23
<b>1.3 Geología de los márgenes continentales</b>	<b>24</b>
1.3.1. Características fisiográficas y morfológicas	24
1.3.2. Estratigrafía	31
1.3.2.1 Margen Continental de Galicia	31
1.3.2.2 Margen Continental Cantábrico	35
1.3.3. Rasgos estructurales	40
1.3.4. Evolución geodinámica y sedimentaria	44
1.3.5. Sismicidad	48
<b>1.4 La sedimentación clástica marina profunda</b>	<b>51</b>
1.4.1. Inestabilidades submarinas	52
1.4.2. Sistemas turbidíticos y canales medio-oceánicos	53
1.4.3. Sedimentación contornítica	60
1.4.4. Diferenciación entre la sedimentación turbidítica y contornítica	66
<b>1.5. Marco oceanográfico</b>	<b>69</b>
 <b>2. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LOS MÁRGENES CONTINENTALES Y LLANURAS ABISALES DEL NORTE DE IBERIA</b>	 <b>75</b>
<b>2.1 Fisiografía</b>	<b>75</b>
2.1.1. Talud continental	75
2.1.2. Llanuras abisales de Vizcaya e Iberia	76
<b>2.2 Rasgos morfológicos del talud continental</b>	<b>79</b>
2.2.1. Morfologías relacionadas con procesos tectónicos	79
2.2.1.1. Plataformas marginales	79
2.2.1.2. Altos estructurales y escarpes	79

2.2.1.3. Estructuras relacionadas con migración de fluidos	80
2.2.2. Morfologías deposicionales	84
2.2.2.1. Depósitos contorníticos	84
2.2.2.2. Dorsales contorníticas y ondas sedimentarias	89
2.2.4.1. Depósitos por movimientos en masa	91
2.2.3. Morfologías erosivas	92
2.2.3.1. Cañones submarinos	92
2.2.3.2. Gullies	103
2.2.3.3. Fosas contorníticas	104
2.2.3.4. Superficies de abrasión	106
<b>2.3 Llanuras abisales de Vizcaya e Iberia</b>	107
2.3.1. Morfologías de origen tectónico	107
2.3.1.1. Altos estructurales	107
2.3.2. Morfologías deposicionales	107
2.3.2.1. Abanicos submarinos	107
2.3.2.2. Depresión de depósito	109
2.3.2.3. Depósitos contorníticos	109
2.3.2.4. Diques	111
2.3.2.5. Depósitos por movimiento en masa	112
2.3.3. Morfologías erosivas	112
2.3.3.1. Fosas contorníticas	112
2.3.3.2. Canales Medio-Oceánicos	113
<b>3. ANÁLISIS DE FACIES ACÚSTICAS SUPERFICIALES Y REFLECTIVIDAD</b>	139
3.1 Clasificación del eco-carácter	139
3.1.1. Eco bien definido	139
3.1.2. Eco irregular	149
3.1.3. Eco hiperbolado	149
3.1.4. Eco ondulado	151
3.2 Análisis de la reflectividad	153
3.2.1. Talud continental	153
3.2.2. Llanuras abisales	162
<b>4. ANÁLISIS DE ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA</b>	179
4.1. Talud continental	179
4.1.1. Unidad U5	180
4.1.2. Unidad U4	180
4.1.2. Unidad U3	183
4.1.3. Unidad U2	189
4.1.4. Unidad U1	194
4.2. Llanura abisal	199
4.2.1. Sector Occidental del Margen Cantábrico	199
4.2.2. Sector Sur-Occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya	205

4.3 Encuadre cronoestratigráfico teórico	208
<b>5. ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS</b>	<b>213</b>
5.1 Resultados obtenidos del análisis de los lineamientos	213
5.2 Variación espacial y densidad de lineamientos	221
5.3 Relaciones de corte de los lineamientos	231
<b>6. DISCUSIÓN DE LOS PROCESOS SEDIMENTARIOS RECIENTES Y LA EVOLUCIÓN PLIOCENA-CUATERNARIA</b>	<b>239</b>
6.1 Distribución de procesos sedimentarios recientes	239
6.1.1. Procesos sedimentarios por corrientes de fondo	240
6.1.2. Procesos gravitacionales	253
6.1.3. Procesos mixtos: interacción procesos turbidíticos y contorníticos	266
6.1.4. Procesos de origen tectónico	267
6.2. Interpretación de los rasgos morfoestructurales	273
6.2.1. Comparación entre lineamientos y fracturas	273
6.2.2. Relación entre densidades de lineamientos y la estructura Cortical del margen continental y llanuras abisales	278
6.3 Evolución durante el Plioceno-Cuaternario	282
6.3.1. Evolución de los procesos sedimentarios	282
6.3.2. Evolución tectónica reciente	288
<b>7. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES</b>	<b>299</b>
<b>8. REFERENCIAS</b>	<b>309</b>

## AGRADECIMIENTOS

Durante estos años son muchas las personas e instituciones que han participado en este trabajo y a quienes quiero expresar mi gratitud por el apoyo y la confianza que me han prestado. Es muy probable que no aparezcan todos los implicados, así que pido disculpas de antemano a todos aquellos que se consideren injustamente omitidos.

Un sincero agradecimiento a mis Directores, el Dr. Adolfo Maestro y la Dra. Estefanía Llave, del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y el Dr. Jerónimo López-Martínez, de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM), por todo el tiempo que me han dedicado, por sus sugerencias e ideas, de las que tanto provecho he sacado, y por el respaldo recibido a lo largo de estos años.

Esta Tesis Doctoral nunca hubiera sido posible sin la Beca de Investigación concedida por el Instituto Geológico y Minero de España desde 2007 a 2010. Por ello, y por todo el apoyo infraestructural que he recibido de esta institución quiero personalizar mi agradecimiento en las personas del Dr. Jorge Civis, Director del IGME, y Dña. María del Mar Corral, Directora del Departamento de Investigación en Recursos Geológicos.

Quiero además extender mis agradecimientos a todos los compañeros del IGME, algunos de los cuales ya han emprendido otros caminos, por su atención y amabilidad durante este tiempo y que, de una manera u otra, han sido claves en mi vida personal y profesional, en especial a Patricia y María, gracias por el interés y apoyo demostrado en estos años. Quiero agradecer a Javier Navas, Concepción Ayala, Amalio Gutiérrez y Sandra Mink su colaboración y disposición a resolver cualquier problema que ha surgido en el desarrollo del trabajo; a Fernando Bohoyo, gracias por tener siempre las palabras necesarias para alentarme y que este trabajo saliera adelante, me ha demostrado en todo momento que es un amigo al que siempre podré recurrir; y a mi compañero Enrique, con quien he compartido algunos de los mejores y peores momentos de estos años, a pesar de lo difícil del camino conseguimos que las risas acompañaran nuestro trabajo diario.

Gracias a todos y cada uno de los investigadores que han colaborado en la resolución de cualquier duda o problema que se haya podido plantear durante el desarrollo de esta Tesis, especialmente al Dr. Javier Hernández-Molina, de la Royal Holloway University of London, y la Dra. Gemma Ercilla, del Instituto de Ciencias del Mar-CSIC, por su interés y las valiosas sugerencias aportadas.

La mayor parte de la información utilizada para la realización de este estudio se ha obtenido en el marco del Plan de Investigación Científica de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE) del Ministerio de Defensa, coordinado por el Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) y Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA). Quiero personalizar mi agradecimiento en el GD Francisco José Gan Pampols, Director del Centro de Inteligencia de las Fuerzas Armadas (CIFAS), como responsable de la gestión de los datos obtenidos durante las campañas oceanográficas de la ZEEE; y el CN José Ramón Fernández de Mesa, Director del IHM y el CN José Martín Dávila, Director del ROA, además del CF Juan R. Conforto Sesto, Jefe del Área de Hidrografía del IHM y el CF. Manuel Catalán Morollón, Jefe del Servicio de Geomagnetismo del ROA, como responsables de la programación, organización y ejecución de las campañas oceanográficas.

Las campañas de investigación de la ZEEE se han realizado a bordo del BIO Hespérides, son muchas las personas con las que he compartido muy buenos momentos durante estas campañas pero no me puedo olvidar de María Druet y Ricardo Gómez, que hicieron que el trabajo en el barco fuera mucho más fácil y ameno. Además, quiero expresar mi máximo agradecimiento a los comandantes, dotaciones y personal de la Unidad de Tecnología Marina (UTM) del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), que con interés, dedicación y disposición han contribuido a la obtención de la información que ha sido analizada e interpretada en este trabajo. Quiero agradecer expresamente a Susana Díez su ayuda en mi paso por el Laboratorio de Procesado de la UTM en Barcelona, gracias a su colaboración he conseguido la formación necesaria que me ha ayudado en el procesado y análisis de la información que ha hecho posible la realización de este trabajo.

Un agradecimiento muy especial merece la comprensión, paciencia y el ánimo recibidos de mis amigos. Desde los amigos “de siempre” de Zaragoza a los que tuve que dejar para iniciar esta carrera investigadora pero que siempre han estado ahí; pasando por mi *family* gaditana con los que he pasado tantos buenos momentos, tan intensos y con los que ha quedado una amistad para toda la vida; hasta aquellos amigos que han llegado en estos últimos años, gracias por estar a mi lado, incluso en las largas noches de insomnio para hablar y echar unas risas, eso que nunca falte. En especial quiero agradecer a mis *sisters* esas terapias en las que todo lo malo desaparece y todo se ve mucho más fácil, y a mis Ángeles que están ahí cada día compartiendo el camino juntas. No hace falta que nombre a ninguno de ellos, ya saben quiénes son y lo importantes que son para mí y, aunque algunos están lejos, tengo la suerte de poder sentirme siempre acompañada. A todos vosotros, muchas gracias.

Gracias a mi familia por el amparo incondicional durante todo este tiempo, sobre todo gracias a mi madre que en ningún momento ha dudado en apoyarme en todas las decisiones que he tomado. Todo esto nunca hubiera sido posible sin el apoyo de Sergio y sin el estímulo de Rubén y Eva. Esto es también vuestro premio.

A todos, gracias.

*Además de la Beca de Investigación del IGME para la realización de esta Tesis Doctoral, la financiación y datos complementarios con los que se ha llevado a cabo proceden de los proyectos internos del IGME titulados “Proyecto coordinado de Apoyo Geológico y Geofísico al Convenio Marco para la Investigación Científica en la ZEEE” entre los años 2004-2007 y “Proyecto para la realización de las actividades establecidas en el Convenio de colaboración entre el Ministerio de Defensa y el IGME para la ejecución de actuaciones en el ámbito del Plan de Investigación Científica de la ZEEE” entre los años 2015 a 2019, dirigidos por el Dr. Adolfo Maestro, y los proyectos del Ministerio de Ciencia e Innovación: CONTOURIBER (CTM2008-06399-C04/MAR) dirigido por el Dr. Javier Hernández-Molina; y PROGEZEE (CTM2011-13367-E) dirigido por el Dr. Adolfo Maestro. Además se ha dispuesto de la información obtenida de la campaña Belgica 2009/14a realizada en el marco de los proyectos europeos FWO Genesis, EC FP6 HERMES, ESF EuroDIVERSITY MiCROSYSTEMS, dirigida por el Dr. David Van Rooij.*

# RESUMEN

---

La presente Tesis Doctoral tiene como finalidad estudiar las características geomorfológicas, sedimentarias y estructurales del margen continental y cuencas oceánicas, así como su evolución en épocas recientes, del sector Nor-Ibérico, entre los paralelos 44° 57'N y 43° 10'N y los meridianos 13° 50'O y 05° 29'O. Este estudio se ha realizado a partir del análisis de los perfiles sísmicos de media resolución, *Airgun*, obtenidos en 2011 durante la campaña Contouriber-2, de alta resolución, *Sparkler*, adquiridos en 2009 en la campaña Belgica 09/14, y de muy alta resolución, TOPAS, obtenidos durante las campañas de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE) desde 2003 hasta 2009, y de los datos de batimetría y reflectividad obtenidos a partir de la sonda multihaz obtenidos también en campañas de la ZEEE.

En esta Tesis se ha abarcado el análisis de los rasgos morfosedimentarios y morfoestructurales del fondo marino así como su génesis, estratigrafía, facies sedimentarias recientes y las estructuras tectónicas, incluyendo el tipo, dirección y actividad de las mismas. El sector occidental de la zona Nor-Ibérica se ha dividido en dos grandes unidades fisiográficas: el margen continental, constituido por los taludes continentales de Galicia y Cantábrico; y la llanura abisal, que comprende el sector suroccidental de la Llanura Abisal de Vizcaya y la zona noreste de la Llanura Abisal de Iberia. En el talud continental se ha definido la existencia de morfologías relacionadas con procesos tectónicos, como altos estructurales y escarpes, plataformas marginales y formas relacionadas con emisión de fluidos; morfologías deposicionales, como depósitos contorníticos adosados, monticulares elongados-separados y mixtos, dorsales contorníticas, ondas sedimentarias, deslizamientos y debritas; y morfologías erosivas, como cañones, *gullies* y fosas contorníticas. En las llanuras abisales se han observado también morfologías de origen tectónico, como altos estructurales; de origen deposicional, como abanicos submarinos, diques turbidíticos, depresiones, depósitos contorníticos monticulares elongados-separados; y morfologías erosivas, como fosas contorníticas y canales medio-oceánicos.

Además, a partir de la respuesta acústica del fondo observada en los perfiles sísmicos de TOPAS, se ha establecido el ecocarácter, clasificándose en cuatro tipos de ecos: bien definidos, irregulares, hiperbolados y ondulados. A su vez, dentro de cada uno de estos tipos se han diferenciado 21 subtipos: 14 subtipos del tipo de eco bien definido que se han denominado desde 1A a 1N, un subtipo del tipo de eco irregular que se ha denominado 2A, tres subtipos del tipo de eco hiperbolado que se han denominado desde 3A a 3C, y tres subtipos del tipo de eco ondulado que se han denominado desde 4A a 4C. Este análisis se ha completado con el estudio de los datos de reflectividad, donde ésta se ha agrupado en cinco zonas según los intervalos de valores: muy alta reflectividad (-6,6 a -21 dB), alta reflectividad (-21 a -25 dB), media reflectividad (-25 a -28 dB), baja reflectividad (-28 a -32 dB), y muy baja reflectividad (-32 a -48,2 dB).

Del análisis de la estratigrafía sísmica se han distinguido cuatro discontinuidades sísmicas mayores (D4, D3, D2 y D1 de más antigua a más moderna) que marcan los límites de las cinco unidades sísmicas que constituyen el relleno sedimentario de la zona de estudio y que han sido denominadas, de la más antigua a la más moderna, U5, U4, U3, U2 y U1 y que se apoyan sobre el basamento acústico. La edad de estas unidades se extiende desde el Eoceno hasta la actualidad. El análisis detallado de estas unidades ha permitido distinguir cinco subunidades de menor escala dentro de la unidad U1 (Pleistoceno medio-Holoceno), que se extiende desde el, que se han denominado, de la más antigua a la más moderna, U1<sub>E</sub>, U1<sub>D</sub>, U1<sub>C</sub>, U1<sub>B</sub> y U1<sub>A</sub> y que están limitadas por cuatro discontinuidades sísmicas, que, de más antigua a más moderna, se han denominado D<sub>d</sub>, D<sub>c</sub>, D<sub>b</sub> y D<sub>a</sub>.

Para finalizar, se ha realizado el análisis de los lineamientos establecidos a partir del modelo digital del terreno de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico y de las llanuras abisales adyacentes, identificándose 5800 lineamientos. Estos lineamientos presentan una dirección NE-SO dominante, y tres máximos relativos de dirección NO-SE, E-O y N-S. La longitud de los lineamientos identificados supera los 44.000 km. Se observa una moda en torno a 5000 m, una longitud media de aproximadamente 7800 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes. Los valores de densidad de lineamientos más elevados se localizan en el extremo norte del margen continental, en el extremo más oriental de la llanura abisal y en el Alto de Charcot. Además, otras zonas con altos valores de densidad se localizan en el sector del Banco de Galicia, en el sector de las plataformas marginales y en los altos de A Coruña y Finisterre.

El análisis conjunto de los resultados obtenidos, pone de manifiesto la estrecha relación entre los procesos sedimentarios actuales con la estructura tectónica existente y la circulación de las masas de agua. La estructura tectónica, heredada de las etapas de deformación tardi-varisca, y que han rejugado durante la apertura del Atlántico Norte y la compresión alpina, no sólo ha tenido un comportamiento pasivo, actuando como obstáculo de los flujos transversales y longitudinales que afectan los márgenes continentales y cuencas oceánicas del sector noroccidental de Iberia, sino que su reactivación, bajo el campo de esfuerzos actual, ha controlado la migración de los depocentros de las secuencias sedimentarias recientes y la localización y evolución de los procesos erosivos más significativos.



# ABSTRACT

---

The aim of this PhD Thesis is to study the geomorphological, sedimentary and structural features of the North-Iberian Continental Margins and ocean basins located between latitudes 44° 57'N - 43° 10'N and longitudes 13° 50'W - 05° 29'W of longitude, as well as their evolution in recent times. These tasks have been carried out from the analysis of the morphosedimentary and morphostructural features and their genesis, the stratigraphy, recent sedimentary facies and tectonic structures, including their type, trend and activity. This study has been conducted based on the analysis of: medium resolution seismic profiles, Airgun, obtained in 2011 during the Contouriber-2 oceanographic cruise; high resolution seismic profiles, Sparker, acquired in 2009 during the Belgium 09/14 campaign; very high resolution, TOPAS, obtained during campaigns carried out under the Spanish Exclusive Economic Zone (ZEEE) Program framework, obtained in the period 2003-2009, and bathymetry and reflectivity data also obtained during the aforementioned ZEEE campaigns.

The western sector of the North-Iberian Continental Margin has been divided into two major physiographic units: the continental margin, which consists of the Galicia and Cantabria continental slopes; and the abyssal plain, comprising the southwestern sector of the Biscay Abyssal Plain and the northeast part of the Iberian Abyssal Plain. In the continental slopes has been defined the existence of morphologies related to tectonic processes, such as structural highs and escarpments, marginal platforms, features related to fluid flow emissions; depositional morphologies, such as plastered drifts, mounded elongated and separated drifts, contourite ridges, sedimentary waves, debrites and submarine slides; and erosive morphologies, such as submarine canyons, gullies and contourite moats. In the abyssal plains have also been observed morphologies of tectonic origin, as structural highs; depositional origin, such as submarine fans, depressions, levees, mounded elongated and separated drifts; and erosive morphologies, as turbidite and oceanic channels and moats.

Moreover, four types of echoes have been determined from the echo-character TOPAS seismic profiles analyses, being classified in: well-defined, irregular, hyperbolic and wavy. In turn, within each of them, 21 subtypes have been differentiated: 14 subtypes of well-defined echo, named from 1A to 1N; a subtype of irregular echo, labelled 2A; three subtypes within hyperbolic echo, being called from 3A to 3C; and three subtypes of wavy echo, called from 4A to 4C. This analysis has been completed with the study of reflectivity data, which have been grouped into five ranges of values: very high reflectivity (-6.6 to -21 dB), high reflectivity (-21 to -25 dB), medium reflectivity (-25 to -28 dB), low reflectivity (-28 to -32 dB) and very low reflectivity (-32 to -48.2 dB) areas.

From the seismic stratigraphy analyses, four major seismic discontinuities (D4, D3, D2 and D1 from oldest to youngest) have been identified, which are defining five seismic units that constitute the studied sedimentary record covering the acoustic basement, and named from the oldest to the youngest as U5, U4, U3, U2 and U1. The ages of these units extend from the Eocene to the present time. A high resolution seismic stratigraphic analysis has been realized in U1 (middle Pleistocene-Holocene), and five subunits have been differentiated (from the oldest to the youngest named as U1<sub>E</sub> to U1<sub>A</sub>) bounded by four seismic discontinuities (Dd, Dc, Db and Da).

Finally, a lineaments analysis has been made established from the digital terrain model of the Galicia and Cantabria continental margins and the adjacent abyssal plains, identifying 5800 lineaments, which show a dominant NE-SW direction, and three relative maximums of NW-SE, E-W and N-S directions. The length of the identified lineaments overtakes 44,000 km. A mode around 5000 m, an average length of approximately 7800 m and a lognormal distribution in the frequency lengths are observed. The highest lineaments density values are located on the northern edge of the continental margin, on the easternmost end of the abyssal plain and on the Charcot High. In addition, other areas with high density values are observed in Galicia Bank, in the marginal platforms and in the A Coruña and Finisterre highs.

The joint analysis of the obtained results shows the close relationship of the recent sedimentary processes with the existing tectonic structure and the recent oceanography. The tectonic structure, inherited from the tardi-Variscan deformation stages, and which have replayed during the opening of the North Atlantic and the Alpine compression, has not only had a passive behavior, acting as a barrier to the transverse and longitudinal flows that affect the continental margins and the ocean basins of the northwestern sector of Iberia. The structures reactivation under the current efforts field has controlled the migration of the recent sedimentary sequences depocentres and the location and evolution of the most significant erosional processes.

---

## *Capítulo 1.* Introducción



---

## 1. Introducción

---

Los márgenes continentales Nor-Ibéricos de Galicia y Cantábrico se encuentran localizados en el sector noroccidental y septentrional de la Península Ibérica, respectivamente. Debido a su situación geográfica y geológica han sido objeto de numerosos estudios por parte de la comunidad científica. En el campo de la Geología Marina, las primeras investigaciones en estos márgenes tuvieron lugar durante los años 70 y 80. Estos estudios revelan la gran complejidad y variabilidad regional de su estructura, morfología y arquitectura sedimentaria (Montadert *et al.*, 1974; Laughton *et al.*, 1975; Dupeuble *et al.*, 1976; Mauffret *et al.*, 1978; Groupe Galice, 1979; Boillot *et al.*, 1980; Sibuet *et al.*, 1980; Chenet *et al.*, 1982; Olivet *et al.*, 1984; Boillot, 1986, entre otros).

La presente Tesis Doctoral tiene como finalidad estudiar las características geomorfológicas, sedimentarias y estructurales del margen continental y cuencas oceánicas, así como su evolución en épocas recientes entre los paralelos 44° 57'N y 43° 10'N y los meridianos 13° 50'O y 05° 29'O (Fig. 1.1). El estudio abarca los rasgos morfosedimentarios y morfoestructurales del fondo marino así como su génesis, estratigrafía, facies sedimentarias recientes y las estructuras tectónicas, incluyendo el tipo, dirección y actividad de las mismas.

La memoria se ha estructurado en siete capítulos:

El primer capítulo incluye las características geológicas y oceanográficas de los márgenes continentales Nor-Ibéricos. Además, se expone la información disponible, procedente de campañas oceanográficas, y la metodología empleada en este estudio.

A partir del segundo capítulo se presentan los resultados procedentes del análisis de los datos. En el capítulo 2 se describen y caracterizan los principales elementos morfológicos identificados en estos márgenes, tanto desde el punto de vista sedimentario como tectónico.

El tercer capítulo se basa en la caracterización del eco-carácter y reflectividad, así como en el análisis de su distribución, de manera que se puedan establecer diferentes sistemas sedimentarios.

En el cuarto capítulo se ha realizado un análisis de la estratigrafía de las unidades sísmicas, considerando su distribución, mediante mapas de isopacas, y las facies sísmicas. Así mismo se ha llevado a cabo el encuadre cronológico relativo de las mismas.

En el quinto capítulo se realiza el análisis cuantitativo de las orientaciones, longitudes y distribución de los lineamientos que definen los principales elementos estructurales para realizar una caracterización morfoestructural de la zona de estudio. Además, se ha llevado a cabo un análisis de las principales relaciones de corte entre estos lineamientos, con el fin de determinar una cronología relativa de las direcciones de los mismos.

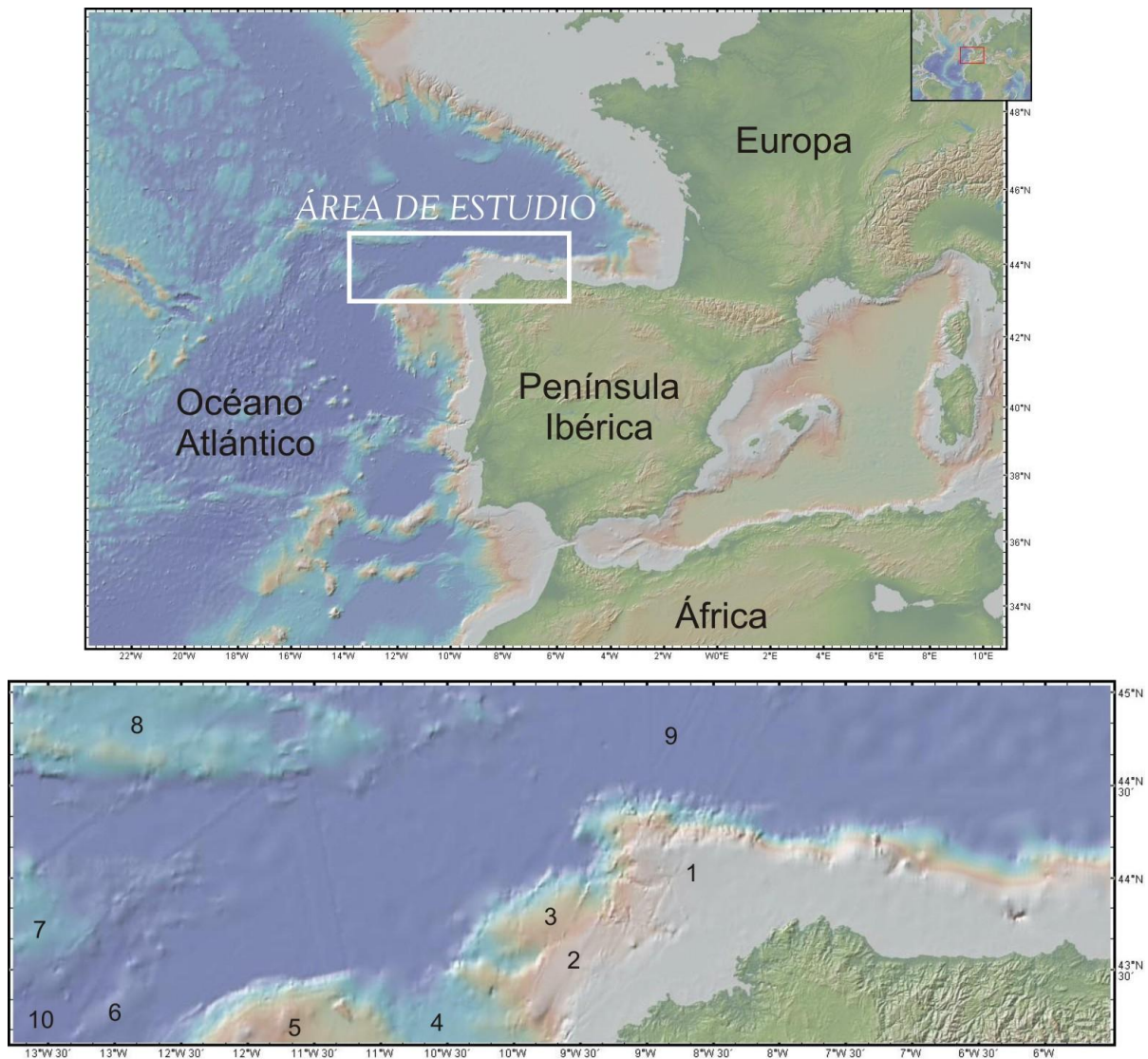


Figura 1.1. Mapa de situación de la zona de estudio. (1) Plataforma de Ortegá. (2) Plataforma de Pardo Bazán. (3) Plataforma de Castro. (4) Cuenca Interior. (5) Zona del Banco de Galicia. (6) Alto de Finisterre. (7) Alto de A Coruña. (8) Alto de Charcot. (9) Llanura Abisal de Vizcaya. (10) Llanura Abisal de Iberia.

En el sexto capítulo se ponen de manifiesto los procesos sedimentarios y tectónicos recientes del margen continental y llanuras abisales del norte de Iberia, así como su evolución durante el Plioceno-Cuaternario.

En el séptimo capítulo, se presentan las conclusiones de este trabajo de investigación.

## 1.1. OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es el estudio integral de los procesos geológicos de los márgenes Nor-Ibéricos con el fin de delimitar los diferentes dominios sedimentarios y tectónicos y su evolución reciente. Para lograr este objetivo se han planteado una serie de objetivos parciales:

1. Definición y cartografía de los elementos morfosedimentarios y morfoestructurales existentes en el fondo marino actual y en especial de los elementos erosivos, deposicionales y tectónicos que afectan a la continuidad sedimentaria.
2. Análisis del efecto de la morfología en los procesos de sedimentación y erosión en el margen continental. Identificación de la importancia y de la interacción entre los diferentes procesos sedimentarios, oceanográficos y tectónicos que afectan al margen continental y caracterización de los procesos transversales y longitudinales.
3. Determinación de los factores globales que han controlado la sedimentación y estructura del margen continental y las relaciones entre eustatismo, tectónica, fisiografía, aporte sedimentario y oceanografía, para el mejor conocimiento del medio marino en esta área, lo que facilitará su gestión.

## 1.2. MÉTODOS

Los datos analizados en este trabajo proceden de diversas campañas oceanográficas realizadas en el marco del programa de investigación científica de la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE). En concreto, se han utilizado los datos adquiridos en las campañas realizadas en el Margen Continental de Galicia, a bordo del BIO Hespérides, durante los años 2001, 2002, 2003, 2006, 2007, 2008 y 2009, entre las coordenadas 44° 57' y 41° 52' de latitud N y 14° 5' y 7° 10' de longitud O (Fig. 1.2).

Este estudio está basado en el análisis e interpretación de las cartografías batimétricas y de reflectividad obtenidas con la ecosonda EM120, y de registros sísmicos de reflexión de muy alta resolución, obtenidos con la sonda paramétrica TOPAS PS18. Además se han analizado perfiles obtenidos durante las campañas Belgica 2009/14 y Contouriber-2 llevada a cabo en 2011, de alta y media resolución (*Sparkler* y *Airgun* respectivamente).

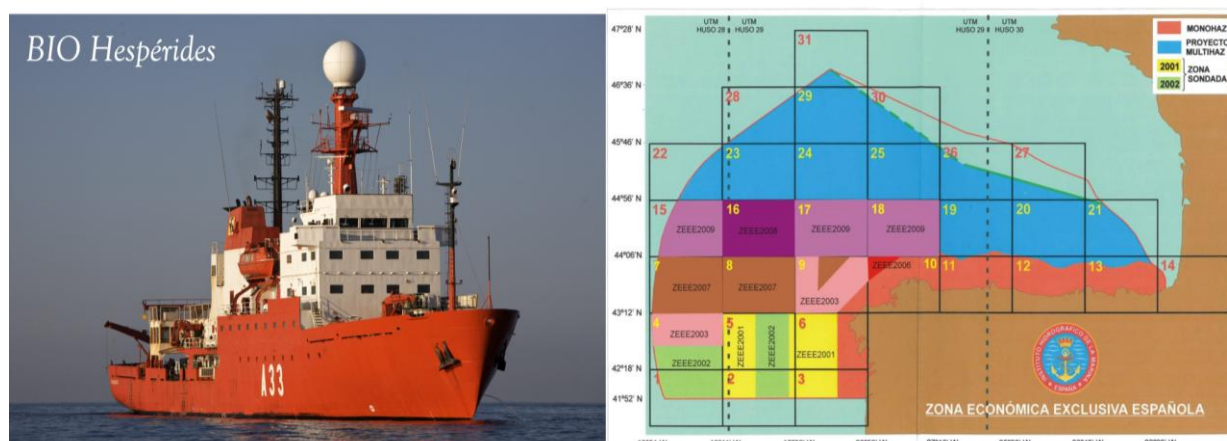


Figura 1.2. Buque de investigación oceanográfica Hespérides y mapa de localización de las diferentes hojas realizadas dentro del programa de la ZEE.

### 1.2.1. Sistema de adquisición de datos

#### 1.2.1.1. Sistemas de posicionamiento

Para que toda la información adquirida durante las campañas sea de utilidad es necesario la correcta georeferenciación de los datos, y para ello es de gran importancia el óptimo funcionamiento del sistema de navegación del BIO Hespérides. Éste está formado por un sistema integrado (Subsistema de Navegación) que controla la navegación por medio del programa KONMAP, permitiendo un seguimiento preciso de las derrotas prefijadas. El KONMAP toma los datos de los diferentes instrumentos de navegación. Este sistema acepta los datos de DGPS indiscriminadamente y no discierne los errores introducidos por cambios en la constelación de satélites GPS. Adaptado al GPS se encuentra el módulo diferencial (SEA STAR) que recibe directamente la señal vía satélite (Fig. 1.3.A).

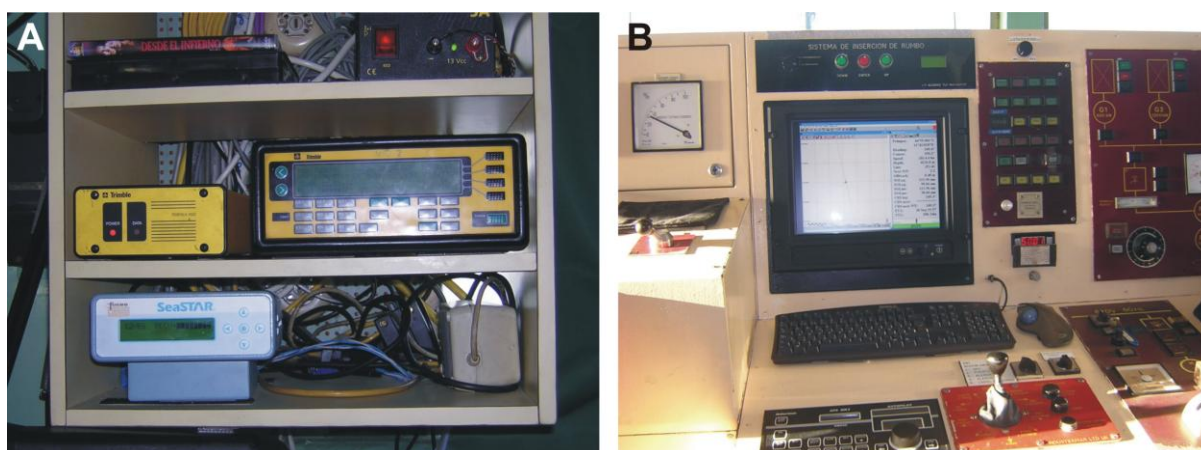


Figura 1.3. A) GPS y módulo diferencial instalados en el puente del BIO Hespérides. B) KONMAP instalado en el puente del buque.

Cuando existen errores de este tipo o no se recibe posicionamiento GPS, la navegación debe ser corregida posteriormente de forma manual. Todos los datos de navegación, junto con la



referencia de tiempo, son transmitidos a la red local del buque mediante el programa KONMAP (Fig. 1.3.B) y almacenados en una estación de trabajo SUN NETRA (Subsistema Científico) para su archivo y tratamiento.

Las transmisiones se realizan cada segundo y toda la información es recibida y monitorizada gráficamente en tiempo real por el Subsistema Científico. Esta navegación es procesada por un operador diariamente, con el objeto de corregir los posibles datos erróneos existentes cuando la cobertura de satélites es insuficiente o no existe posición GPS. Las sondas paramétrica y de multihaz recogen los datos de posicionamiento y la referencia de tiempo del SEAPATH 200.

#### 1.2.1.2. Sistema de Ecosonda Multihaz

Las ecosondas multihaz son sondas de última generación que permiten obtener un 100% de cobertura del fondo marino. Su funcionamiento se basa en la emisión de un número variable de haces de sonido, que al alcanzar el fondo del mar son devueltos hacia la superficie y recibidos por los transductores situados en el barco (Fig. 1.4). A partir de la medida del tiempo que han tardado los haces en recorrer la distancia que separa el barco del fondo del mar y de la velocidad de propagación del sonido en el agua, se obtiene la profundidad a la que se encuentra el fondo en el área que se va cubriendo según las derrotas del barco. Así, realizando barridos paralelos con un determinado porcentaje de solapamiento se consigue la cobertura completa del área prospectada.

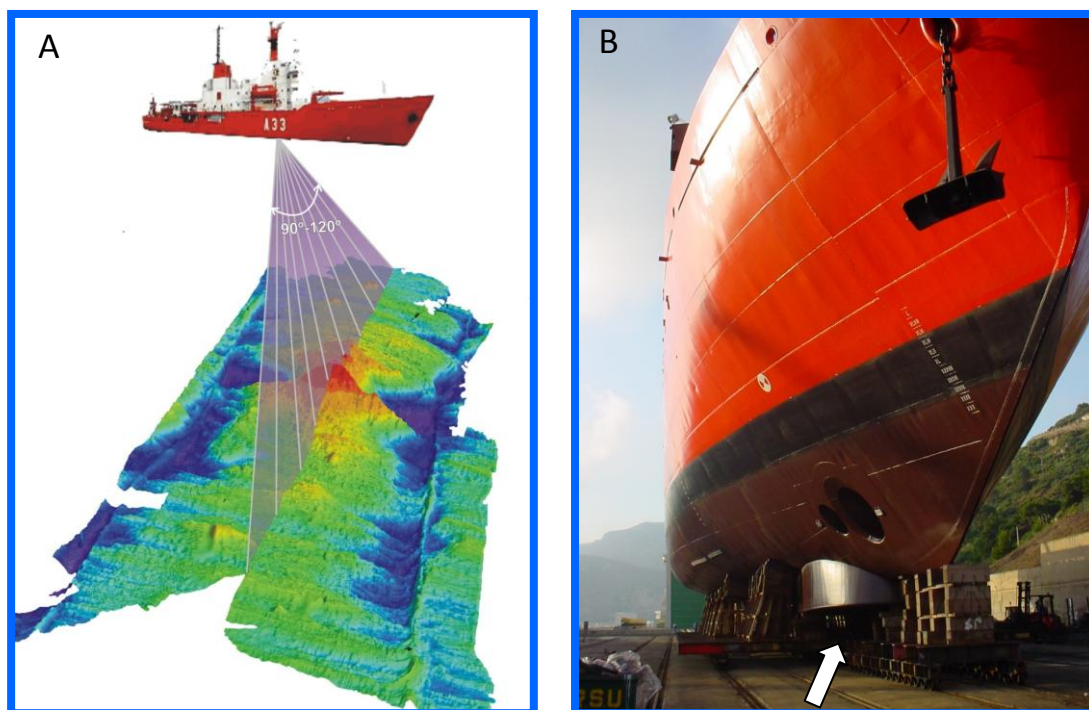


Figura 1.4. A) Funcionamiento del sistema de ecosonda multihaz EM-120 del BIO Hespérides. B) Sensor de la sonda multihaz EM-120 alojada en el casco del barco (flecha blanca).

Cuando se trabaja con ecosondas multihaz es necesario, además, tener un buen control del perfil de velocidad del sonido en el agua, ya que a partir de este parámetro la ecosonda va a transformar el tiempo en profundidad. Por este motivo, durante la campaña se han lanzado varios batitermógrafos desechables (Fig. 1.5), conocidos como XBT, que proporcionan el perfil de velocidad de sonido a lo largo de la columna de agua.

La ecosonda multihaz Simrad EM-120 tiene capacidad oceánica y está diseñada para operar en aguas profundas de hasta 11000 m de profundidad, cumpliendo las normativas IHO S44 para dichos levantamientos. Presenta un rango máximo de 191 haces y una cobertura de 3,5 veces la profundidad, con una resolución de 10 a 40 cm. Va montada fija en el casco del barco, y dispone de dos transductores montados en forma de cruz, uno para recepción y el otro para transmisión. La EM-120 es un sistema completo que incluye desde los transductores hasta el sistema de procesado final de los datos y su impresión final (Fig. 1.6).



Figura 1.5. Lanzamiento de un batitermógrafo desechable o XBT.

#### Características técnicas

- Frecuencia de emisión: 13 kHz.
- Rango de operación: 20 a 11000 metros
- Resolución vertical: 10 a 40 cm
- Longitud de pulso: 2, 5, 15 ms.
- Frecuencia de muestreo: 2 KHz
- Máx. tasa de emisión: 5 Hz.
- Cobertura angular: 150°
- N° de haces: 191.
- Apertura del haz: 1° x 2°.
- Espaciado de haces: Equiangular, equidistante, mixto.

- Estabilización
  - Transmisión: Cabeceo, balanceo, guiñada.
  - Recepción: Cabeceo
- Interfases:
  - Sensor de actitud Seapath 200 / MRU 5
  - Girocompás Robertson RGC 11
  - TOPAS PS 18
  - Sistema de navegación Hydaq.

La metodología de muestreo empleada durante la mayor parte del proceso de adquisición ha sido realizada con la ecosonda EM-120 (Fig. 1.7). Es fundamental detectar los posibles valores erróneos lo antes posible mediante los sistemas de control y detección temprana de errores durante la adquisición de los datos. Este control se realiza desde el laboratorio donde todos los datos adquiridos son registrados, pudiéndose visualizar en tiempo real.

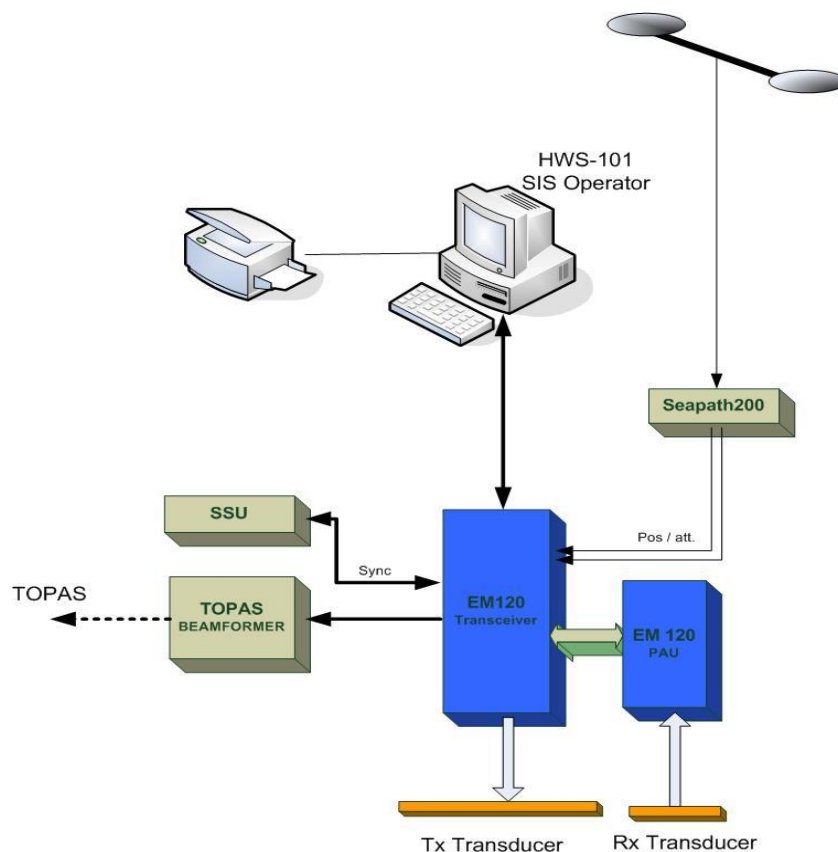


Figura 1.6. Esquema de montaje de la EM 120.

Debido a que en la sonda EM-120 la cobertura horizontal del sondador multihaz es proporcional a la profundidad, no es posible establecer “a priori” una derrota del barco que permita garantizar una cobertura del fondo. Por ello, se parte de un proyecto de líneas paralelas, equidistantes 500 m orientadas tanto en las direcciones N-S, E-O como NE-SO. Esto permite seleccionar la línea-derrota óptima a sondear, de acuerdo con la sonda que se va obteniendo, la orientación de los veriles y del estado de la mar. Al objeto de garantizar la cobertura total del

fondo, las líneas sondadas dentro del proyecto fueron aquellas que garantizaron un solape de al menos 1500 m, ya que los haces extremos los datos obtenidos adolecen de un error excesivo.

Al comienzo de cada campaña, se realiza una calibración de las ecosondas para asegurar y verificar la consistencia de los datos obtenidos. De este modo es posible calcular errores de calibración de los aparatos, como el balanceo, inclinación, *offsets* de cabeceo, retrasos de tiempo, etc. y determinar los valores necesarios para su corrección. La calibración previa a cada campaña es un elemento esencial en la calidad de los datos posteriores, las diferentes condiciones de calado o en general el adrizado del buque debe ser corregido con estas calibraciones precampaña, que siguen un protocolo reglado (*patch test*, etc.).

Incorporado en los transductores de la ecosonda multihaz se localiza el Sonar de Barrido Lateral (SBL), que se utiliza para obtener sonografías del fondo marino similares a una fotografía aérea oblicua.



Figura 1.7. Unidad de adquisición y control en tiempo real de la ecosonda multihaz.

El SBL emite un pulso acústico de alta frecuencia por dos canales, uno a cada lado del transductor y perpendicular a la trayectoria del barco, y posteriormente recoge la energía reflejada de forma dispersa (reflectividad o *backscatter*). Como el cono del pulso acústico emitido es muy estrecho en la horizontal y amplio en la vertical la sonografía obtenida por cada transductor es una banda de anchura variable similar una mariposa o pajarita. Esta banda representa la diferencia entre la energía reflejada y emitida.

La reflectividad es de gran ayuda en la interpretación geológica del fondo ya que es función del relieve y la textura del fondo marino.

La precisión o anchura de la sonografía obtenida depende de la frecuencia utilizada (50-500 kHz), profundidad del fondo, potencia de emisión, longitud del pulso (0,1 a 0,25 ms), ángulo horizontal (0,2°-3°) y vertical (10°-90°) del haz, y la velocidad de trabajo (aproximadamente 10 nudos).

### 1.2.1.2.1. Procesado de los datos batimétricos

La adquisición de los datos con la ecosonda multihaz conlleva el registro de datos erróneos, ruido, puntos rebotados o valores de medida incorrectos, que posteriormente deben depurarse. Para el procesado de los datos multihaz se ha utilizado el programa CARAIBES. Se trata de un programa desarrollado por IFREMER que permite el tratamiento, visualización y análisis del fondo marino a partir de los datos obtenidos tanto de batimetría, con la elaboración de modelos digitales del terreno, como del *backscatter*, dando lugar a la creación de imágenes mosaico de reflectividad.

Este programa tiene diferentes ventanas en las que pueden visualizar a tiempo real como se va desarrollando el proceso así como los diferentes ficheros que se van generando (Fig. 1.8). La ventana *Supervision* permite un control del proceso mientras se está ejecutando, de manera que se muestra la situación en la que se encuentra, “en curso”, “terminado correcta o incorrectamente” o bien podemos pararlo manualmente. *Processing flow* es la ventana en la que se eligen los diferentes módulos que se van a utilizar en el procesado, éstos pueden estar conectados o no de manera que se pueden ejecutar varios procesos simultáneamente. El *Caraibes Manager* es la ventana donde se identifican los ficheros, en formato caraiibes, con los que se está trabajando. Y, por último, el *Working Site* que permite visualizar gráficamente la localización de las líneas realizadas en la campaña, a partir de la información que se tiene de la navegación.

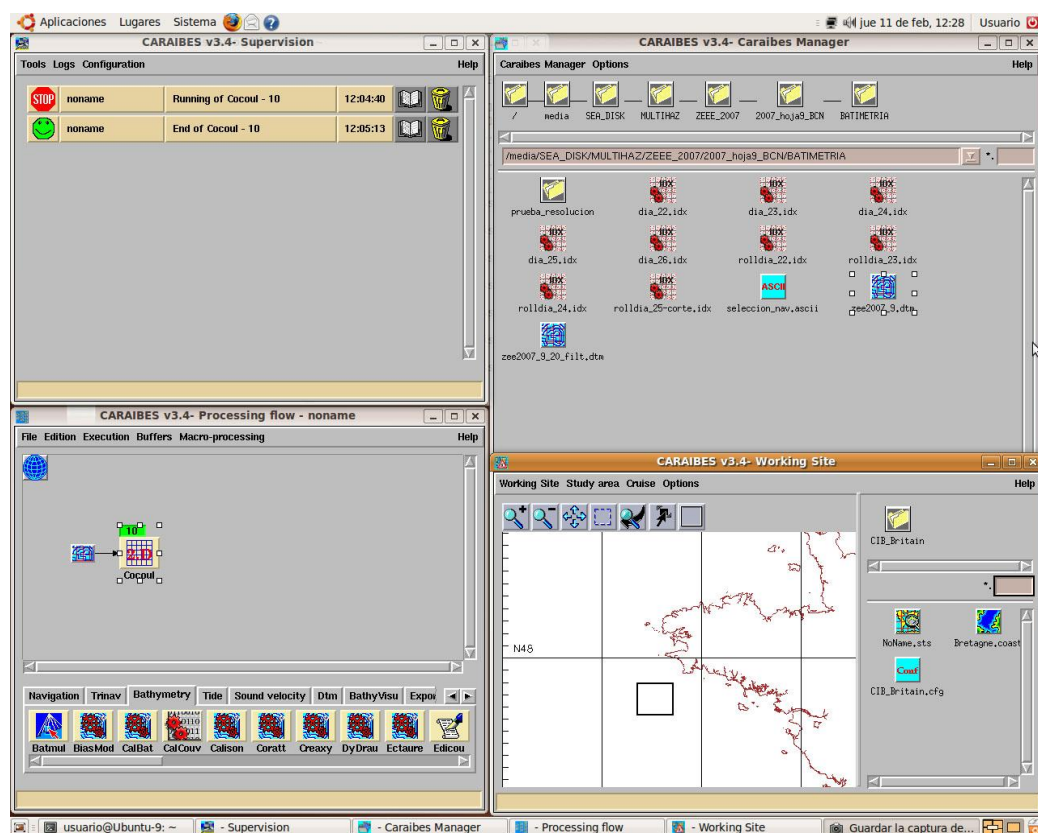


Figura 1.8. Detalle de la visualización del programa Caraiibes.

En un primer paso del procesado de los datos se realiza una visión preliminar de las líneas eligiendo las que se van a procesar. A continuación, se realiza un filtrado inicial de datos en el que se eliminan picos y otras medidas erróneas registradas con la sonda, siendo los principales errores originados por ruidos de interferencias así como por el solape de los haces externos de líneas adyacentes. Posteriormente, se comprueba que la calibración del sistema durante la campaña se ha realizado correctamente, en caso contrario sería necesario llevar a cabo una corrección del perfil de velocidad, de balanceo (*roll*) y/o cabeceo (*pitch*).

El perfil de velocidad de transmisión del sonido es un fichero que se incorpora a los datos brutos a partir de las sondas de temperatura XBT lanzadas durante la campaña. Una aplicación incorrecta del perfil de velocidad que no corresponda a la columna de agua puede distorsionar el cálculo de la profundidad del fondo produciendo grandes desfases que deben ser corregidos durante el procesado mediante una serie de cálculos de interpolación, frente a distancia y tiempo, de dos perfiles consecutivos. Para la corrección de balanceo y cabeceo el programa permite realizar una recalibración de los datos brutos ajustando los valores erróneos de forma automática. La última fase del procesado es el filtrado estadístico. Aquí, se produce un filtrado muy preciso de los datos en el que se seleccionan manualmente los valores de ecosonda a filtrar y que no habían sido eliminados con anterioridad.

Este programa ofrece la posibilidad realizar modelos digitales del terreno, lo que permite visualizar el fondo marino de forma detallada y precisa, así como realizar representaciones en tres dimensiones (Fig. 1.9.A). Además, los datos procesados pueden ser exportados en diferentes formatos, en general como XYZ ASCII, para ser utilizados en diferentes programas como el Arc Gis.

#### 1.2.1.2.2. *Procesado de reflectividad*

Los pulsos emitidos por la ecosonda viajan a través del agua hasta llegar al fondo donde en parte son absorbidos y en parte reflejados. Tanto la intensidad de los ecos recogidos del fondo como los objetos situados sobre éste dependen de la pendiente del fondo, de las irregularidades y de las características de los sedimentos tales como la composición, textura y tamaño de los objetos, y de su orientación con respecto a los transductores. Las variaciones del fondo se visualizan por áreas más oscuras o más bajas que representan valores altos o bajos de la señal de retorno, respectivamente (Fig. 1.9.B). Por tanto, se deben hacer una serie de correcciones a los datos adquiridos con la ecosonda de las propiedades del medio que pueden hacer variar los valores de reflectividad reales.

En primer lugar se realiza una corrección de profundidad. Cuanto mayor es la profundidad, mayor es la disipación de energía y, por tanto, menor es la reflectividad. Esta corrección se hace de manera automática ya que los datos batimétricos se encuentran incluidos dentro de los datos brutos de multihaz.



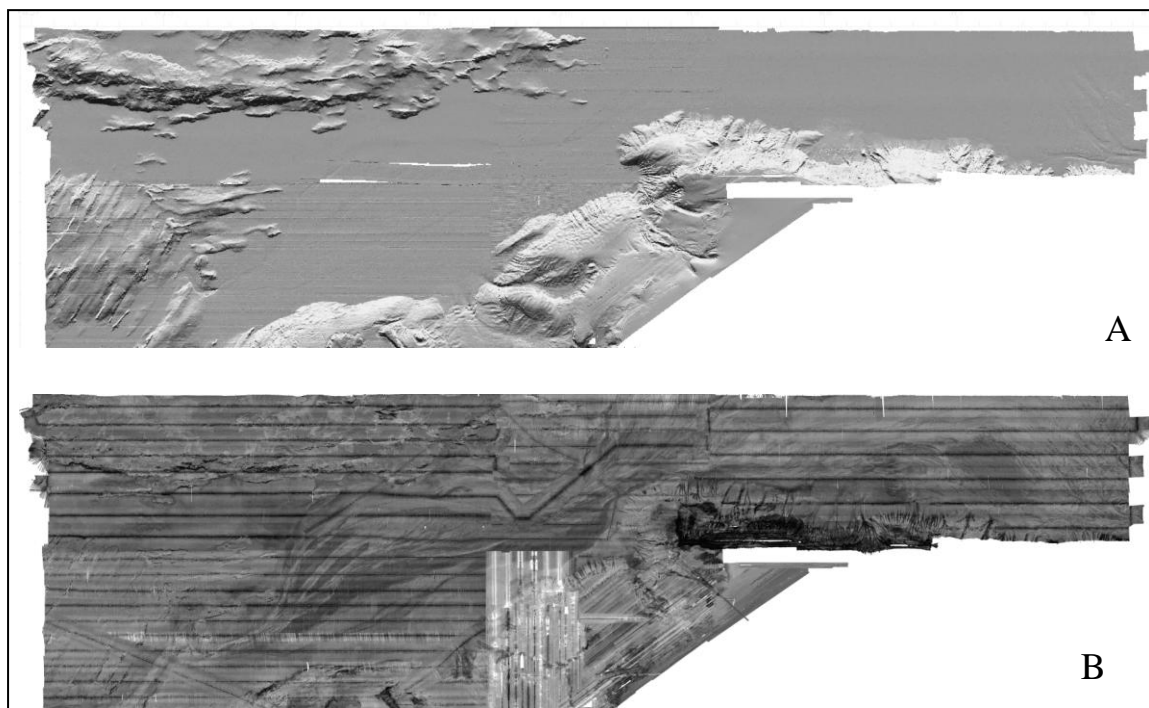


Figura 1.9. Resultados del procesado con el programa Caraibes. A) Mapa de batimetría. B) Mapa de reflectividad.

Además, la posición del transductor con respecto al haz también influye en el valor de la reflectividad, de manera que los haces que se encuentran más próximos al eje del barco presentan una reflectividad mayor que los externos debido al ángulo de incidencia con el fondo. La corrección se realiza a través de un histograma de frecuencias que representa nº de haz /reflectividad.

#### 1.2.1.3. Sonda Paramétrica TOPAS

La sonda paramétrica TOPAS PS 18 (*Topographic Parametric Sonar*) o BPS (*Bottom Parametric Source*) es un sistema sísmico de reflexión de alta resolución. Posee un pulso acústico estrecho, alta resolución y su uso se puede aplicar en un amplio rango de profundidades, con un transductor único tanto para la transmisión como para la recepción.

El sistema TOPAS emite pulsos a una frecuencia primaria de 18 kHz, de hasta 30 Kw de potencia, con frentes de ondas que operan paramétricamente para producir una frecuencia secundaria entre 0,5 y 4,0 kHz. El transductor se encuentra situado en la barquilla del BIO Hespérides a una profundidad de 3,9 metros (Fig. 1.10). Dicho transductor tiene una anchura de 120 cm, una profundidad de 35 cm y una longitud de 110 cm (Fig. 1.10). Está compuesto por 16 transductores en barra independientes, que pueden emitir con cadencia sucesiva. La ecosonda paramétrica TOPAS utiliza la propiedad de la propagación no lineal de las ondas a través del agua para generar un pulso acústico de baja frecuencia a partir de la intermodulación de uno o dos pulsos cortos de alta frecuencia. El sistema TOPAS PS 18 (Fig. 1.11) tiene un haz acústico con una anchura variable entre 4 a 6° dependiendo de la frecuencia. El pico de consumo eléctrico es inferior a los 3 kw.



Figura 1.10. Localización del transductor de la sonda paramétrica TOPAS PS 18 en la barquilla del BIO Hespérides.

La ventaja del sistema TOPAS frente a otros perfiladores convencionales radica en la generación de un pulso sísmico con un haz acústico más estrecho, obteniendo una mayor penetración y resolución angular (Fig. 1.12).

La TOPAS PS 18 es estabilizada electrónicamente para el cabeceo, bandeo y elevación del barco (*heave, roll y pitch*). También puede ser dirigida para que tenga en cuenta la pendiente del fondo, cuando la información sobre la pendiente está disponible desde un sistema de ecosonda multihaz, como la EM120. La TOPAS PS 18 está sincronizada con la EM 120, y durante la operación de sincronizado la regla es que la TOPAS PS 18 solo puede emitir mientras espera el regreso de la primera llegada del fondo

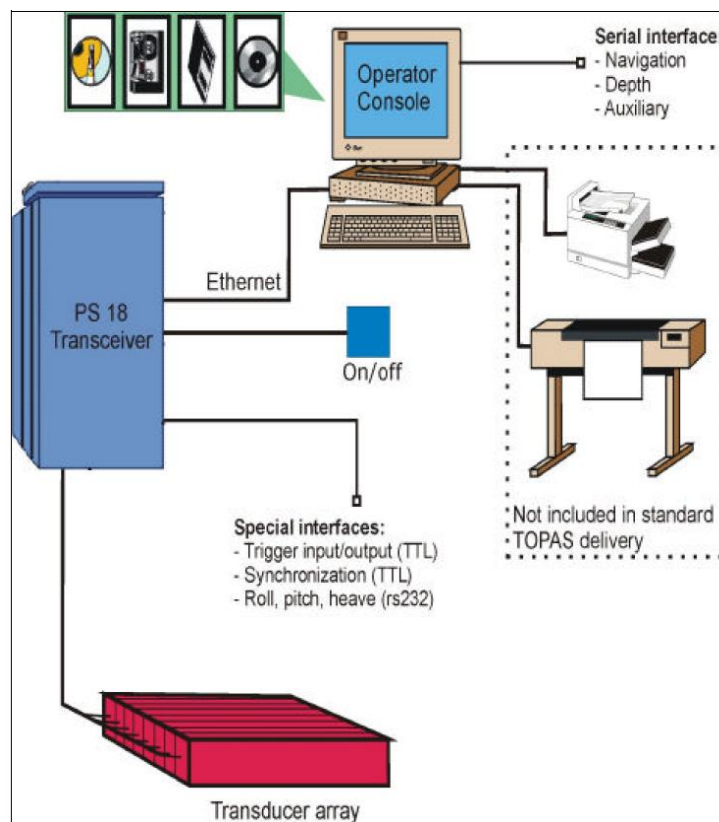


Figura 1.11. Sistema TOPAS PS 18.



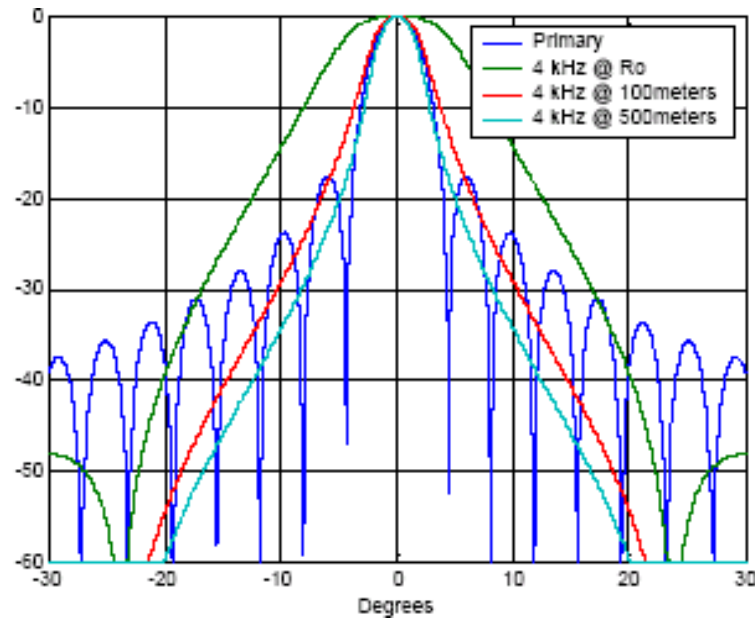


Figura 1.12. Generación del pulso acústico de la TOPAS PS 18

La transmisión puede realizarse en modo onda *Ricker*, *Chirp* y *CW*. El modo normal para aguas poco profundas es la onda *Ricker* mientras que el modo *Chirp* (onda FM donde la frecuencia varía linealmente con el tiempo) es usado para aguas profundas y altas penetraciones.

El modo alta resolución es normalmente utilizado a profundidades menores de 2000-3000 metros, generando pulsos simples para transmisión de ondas de alta frecuencia (onda *Ricker*) de alrededor de 4000 Hz. Este modo tiene un pulso simple con buen dominio del tiempo para altas resoluciones. Este modo requiere un amplio rango de señal-ruido para un rendimiento óptimo.

El modo de alta penetración utiliza ondas de menor frecuencia que el pulso estándar *Ricker*, con el objetivo de obtener una mayor penetración en profundidades mayores de 3000 metros. Este modo utiliza la modulación de dos frentes de ondas de diferente frecuencia (onda *Chirp*) para obtener pulsos de más baja frecuencia, y así aumentar la penetración. La banda de frecuencias está determinada por las frecuencias inicial y final del barrido de la onda recibida, se requiere un ajuste o un filtro de *spiking* para concentrar la energía en un pulso estrecho. En general, un incremento en la penetración puede dar lugar al uso de la onda *Chirp*. Esto es debido al incremento de la cantidad de energía transmitida en el agua. El incremento en el rango señal-ruido puede expresarse como  $10 \cdot \log(BW \cdot T)$  donde  $BW$  es la banda de frecuencias y  $T$  es la duración del pulso. Las frecuencias inicial y final del pulso usadas normalmente en este modo son de 1,5 kHz y 5 kHz respectivamente, dando una resolución máxima vertical de aproximadamente 0,2 milisegundos. La duración del pulso también está en relación con la penetración que se desea. Menor duración del pulso se traduce en una mayor resolución en el registro sísmico. El pulso transmitido puede variar entre 5 y 50 ms de duración. La onda *CW* genera un número de periodos de frecuencias secundarias. El número de periodos por defecto es uno. Utilizando más de un periodo se reduce la resolución pero mejora la relación señal-ruido, ya que se puede utilizar un filtro de paso banda más estrecho.

El modo de disparo puede ser también interno, cuando es la propia TOPAS la que genera los disparos a un intervalo de tiempo fijo o en modo externo cuando se sincroniza con las demás sondas acústicas, especialmente con la sonda multihaz, para evitar la interferencia entre ellas. Durante la campaña pueden producirse interferencias entre la ecosonda multihaz EM 120 y la TOPAS PS 18. La EM 120 es más sensible a estas interferencias debido a la detección automática del fondo. La interferencia sobre el registro de la TOPAS se observa como un ruido y no interfiere gravemente con ningún proceso. Esta interferencia es debida a que cada sistema transmite un pulso acústico de alta intensidad y frecuencias cercanas entre ambos. El problema con la interferencia podría evitarse usando una unidad de sincronismo, con control de la transmisión de los diversos sistemas que interfieren mediante el inicio de una transmisión secuencial. En muchos casos, sería posible una transmisión paralela, si la señal de retorno de 18 kHz de la TOPAS, no interfiriera con la EM 120.

La transmisión puede realizarse en modo normal, *Burst* o multipulso. El modo normal es cuando se realiza un solo disparo a intervalos de tiempo definidos. El modo *Burst* transmite una serie de pulsos idénticos para cada emisión de pulsos y los intervalos entre ellos pueden prepararse en el menú contextual. El modo multipulso transmite pulsos con un de intervalo de repetición más corto que el tiempo de recorrido entre el transductor y el fondo.

Para la adquisición, procesado y almacenamiento digital de los datos de TOPAS se ha utilizado el nuevo software de *Konsberg* (Fig. 1.13).

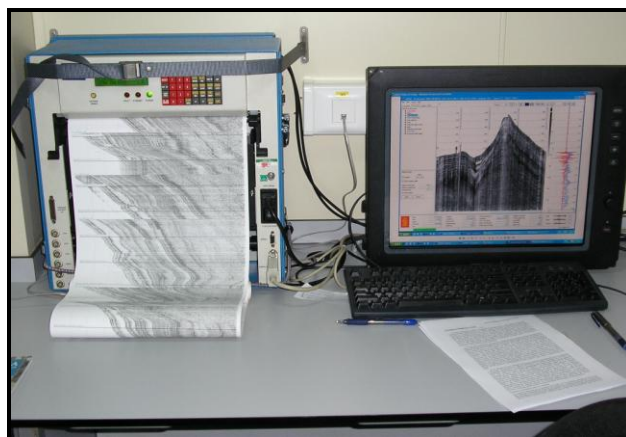


Figura 1.13. Adquisición y procesado desde el sistema TOPAS PS 18.

Las señales reflejadas por el fondo son amplificadas, digitalizadas, procesadas y representadas en tiempo real sobre una pantalla gráfica de color (Fig. 1.14) y sobre un registrador térmico EPC DOWTY. Los principales pasos en el sistema de procesado en tiempo real son: filtrado de pasa banda, deconvolución, dereverberación, *stacking*, ganancia variable con el tiempo (TVG), control automático de ganancia (AGC), filtro de oleaje y corrección del cabeceo, bandeo y elevación del barco (*heave, roll y pitch*). El nuevo software permite, el seguimiento automático del fondo mediante el “*bottom tracker*”. El TVG sigue una curva de ganancia predefinida en función del tiempo, la cual se divide en tres secciones diferentes (A-B, B-C y C-D), cuya rampa ( $\text{dB}/\text{ms}$ ) y longitud pueden variarse interactivamente durante la adquisición. El TVG puede llevarse en

modo automático, donde la curva de ganancia está calculada en base al nivel medio de la señal en varias secciones.

Los datos producidos por la TOPAS PS 18 son grabados en ficheros TOPAS raw (TOPAS \*.RAW) o ficheros SEG-Y (TOPAS \*.PRO). Lo recomendado es grabar en formato .RAW ya que contiene información sobre el rumbo (*heading*) y la velocidad del barco. El *software* permite la conversión posterior entre estos tipos de ficheros.

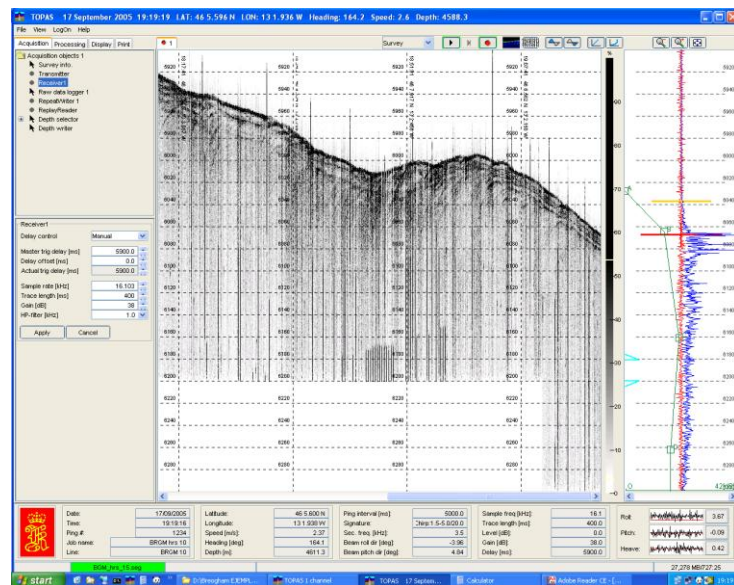


Figura 1.14. Software de la TOPAS PS 18.

## 1.2.2. Análisis e interpretación de los datos

### 1.2.2.1. Elementos morfológicos

El uso de la sonda multihaz para el estudio del fondo marino permite determinar los sistemas morfo-sedimentarios y morfo-tectónicos que pueden ser cartografiados con gran detalle, ofreciendo una información precisa sobre sus dimensiones, geometrías, así como elementos arquitectónicos y estructurales que comprenden a los mismos. El conocimiento de estos datos batimétricos permite efectuar una primera aproximación a los principales procesos responsables de la evolución, dinámica y génesis de los sistemas morfo-sedimentarios y morfo-tectónicos.

A partir del análisis de los perfiles sísmicos de alta resolución y del modelo digital obtenido con los datos multihaz, se ha llevado a cabo una cartografía de los rasgos morfológicos principales de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico, tanto de origen deposicional, erosivo y gravitacional como tectónico, analizándose además los principales rasgos geomorfológicos, tipos y génesis de los mismos.

El estudio de las características geomorfológicas, complementado con el análisis estratigráfico y de reflectividad de la zona de estudio, ha permitido determinar los procesos sedimentarios más recientes que han generado dichas morfologías.

#### 1.2.2.2. Análisis del ecocarácter

Desde los años 1950, el análisis de facies acústicas usando registros sísmicos (3,5 kHz, pinger, 12 kHz, TOPAS o Paramétrica) ha constituido una técnica relevante para el estudio del tipo de sedimento así como de los procesos sedimentarios en ambientes profundos. Aunque B. C. Heezen fue el primer geólogo marino que llevó a cabo dichos estudios a partir del análisis de la reflectividad del fondo (Heezen *et al.*, 1959; Hollister y Heezen, 1972), fue J. E. Damuth quien propuso la primera clasificación de la respuesta acústica en ambientes profundos, divulgando su metodología a la comunidad científica marina (Damuth, 1975, 1978, 1980; Damuth y Hayes, 1977; Damuth *et al.*, 1983, 1988). Desde entonces, son numerosos los trabajos que confirman la efectividad de utilizar el ecocarácter como método indirecto para la caracterización de procesos sedimentarios. Estos trabajos se han llevado a cabo especialmente en diferentes zonas del Océano Atlántico (Driscoll y Laine, 1996; Ercilla *et al.*, 1998; Droz *et al.*, 2001; Chough *et al.*, 2002; Lee *et al.*, 2002; Taylor *et al.*, 2002; Pudsey y Howe, 2002; Alves *et al.*, 2003; Orpin, 2004; Hernández-Molina *et al.*, 2008b, entre otros).

Muchos de estos estudios se han complementado con la obtención de muestras de sedimento mediante dragas y sondeos. En las proximidades de la zona de estudio la utilización del análisis del ecocarácter y su relación con el tipo de sedimento obtenidos a partir de dragas y sondeos ha sido establecida principalmente en el extremo norte del Golfo de Vizcaya, en los márgenes Céltico y Armoricano (Auffret, 1983; Droz *et al.*, 1999; Zaragosi *et al.*, 2000, 2001a, 2001b, 2006; Bourillet *et al.*, 2003; Lericolais *et al.*, 2003; Mojtahid *et al.*, 2005, 2013; Eynaud *et al.*, 2007; Toucanne *et al.*, 2007, 2009, 2010, 2012; Penaud *et al.*, 2008), y al oeste del margen Cantábrico (Caralp *et al.*, 1971; Crèmer *et al.*, 1999; Bellec, 2003).

En el presente trabajo de investigación, el análisis de la respuesta acústica se ha realizado a partir de la cartografía y clasificación de las facies acústicas a partir de los registros sísmicos de alta resolución procedentes de la sonda paramétrica TOPAS registrados durante las campañas de la Zona Económica Exclusiva Española de los años 2003, 2006, 2007, 2008 y 2009. Para este análisis se utiliza la metodología propuesta por Hollister (1967) y Damuth (1980) donde se realizan los siguientes pasos:

- Análisis de todos los perfiles sísmicos de alta resolución.
- Clasificación específica de los diferentes ecos observados.
- Cartografía de cada tipo de eco en cada trazado de línea sísmica y la consiguiente interpolación entre líneas adyacentes.

Sin embargo, en algunas zonas del área de estudio de este trabajo se han tenido problemas en la interpretación de los registros debido, principalmente, al mal funcionamiento en la adquisición de los datos durante la campaña, que da lugar a líneas con calidad insuficiente para realizar una cartografía detallada de las facies, así como la falta de señal en zonas de elevada pendiente.

### 1.2.2.3. Análisis de la reflectividad

El análisis de la reflectividad se ha convertido con el uso de sondas multihaz en una herramienta habitual en la exploración y caracterización de los fondos marinos (Mitchell y Clarke, 1994; Borgeld et al., 1999; Goff et al., 1999). El estudio de la reflectividad en la zona de estudio se ha realizado a partir de los datos obtenidos con la sonda multihaz. El procesamiento de los datos y la aplicación de métodos geoestadísticos de interpolación han permitido la construcción de mosaicos de reflectividad del fondo. Los valores de la reflectividad dependen de varios factores como son: el ángulo de incidencia, naturaleza de los sedimentos, rugosidad o topografía del fondo, así como compactación y porosidad del terreno (Urlick, 1975; Blondel y Murton, 1997; Davis *et al.*, 2002; Blondel, 2003; Nitsche *et al.*, 2004; Medialdea *et al.*, 2008). Además, la intensidad de la reflectividad depende también de otros parámetros que no están relacionados con la naturaleza del fondo, como son el ángulo de incidencia del haz sobre el fondo y cambios bruscos en la batimetría (Lurton, 2002). Para evitar errores en las interpretaciones, es conveniente complementar la información que nos proporciona la reflectividad con muestras de sedimentos, estratigrafía de alta resolución e, incluso, con información acerca de las masas de agua, temperatura y salinidad (Damuth, 1980; Mc Clennen, 1989; Pratson y Laine, 1989). Sin embargo, Dartnell y Gardner (2004) sugieren que el tamaño del grano de los sedimentos va a ser el factor más influyente en los cambios observados de la intensidad de la reflectividad. En general, la diferencia entre un fondo lodoso o rocoso puede variar en el orden de 10-20 dB (Goff *et al.*, 1999, 2000). Por tanto, existe una relación entre la reflectividad y el tamaño de grano de los sedimentos, de manera que se puede interpretar que sedimentos de tamaño de grano grueso o afloramientos de basamento van a dar altos valores de reflectividad, mientras que sedimentos más finos y homogéneos darán valores de reflectividad bajos o medios (Goff *et al.*, 2000; Urgeles *et al.*, 2002; Nitsche *et al.*, 2004).

Los valores de reflectividad deben ser considerados con cierta precaución, ya que no dependen únicamente del tipo de sedimento más superficiales, sino que también están controlados por las características físicas de los primeros metros del sedimento, como pueden ser la porosidad, la densidad, el tipo de fluidos que contiene en sus poros, etc., debido al cierto grado de penetración dentro del sedimento de la sonda multihaz (Hernández-Molina *et al.*, 2008b). Diversos estudios consideran que datos de reflectividad obtenidos a partir de la ecosonda multihaz son el resultado de la respuesta acústica media de los primeros tres metros de sedimento y, por tanto, no es representativo de las características actuales del fondo (Barthelemy y Pockalny, 2002; Medialdea *et al.*, 2008). Según esto, los procesos sedimentarios que se deducen a partir del análisis de estos resultados son recientes pero no necesariamente actuales.

En general, el estudio de la reflectividad puede proporcionar una información interesante en cuanto a la textura de los sedimentos superficiales para una cartografía sistemática de las propiedades acústicas del fondo. Para estudios de detalle, resulta imprescindible una comparación con los análisis de muestras para evitar interpretaciones erróneas. En este trabajo se ha realizado un estudio combinado de reflectividad, con el análisis morfológico, estratigráfico y tectónico de la zona de estudio.

#### 1.2.2.4. Estratigrafía sísmica

Según la definición de Cross y Lessenger (1988), la Estratigrafía Sísmica es la “disciplina que pretende la interpretación y modelización estratigráfica de las facies sedimentarias y su historia geológica a partir de los datos de sísmica de reflexión y su relación con cambios globales a nivel de cuenca”. El análisis y la interpretación sísmica se han basado en el principio de que toda variación de impedancia acústica crea una reflexión entre las superficies de los estratos y sobre las discontinuidades geológicas (Anderson y Hampton, 1974; Gregory, 1977; Longuemard y Dubol-Razavet, 1980).

La interpretación sísmica permite realizar correlaciones en tiempo geológico, definir unidades deposicionales genéticas, estimar el espesor y ambiente deposicional de las unidades genéticas, la paleobatimetría y paleotopografía, la paleogeografía y la historia geológica (Vail *et al.*, 1977). Este análisis de estratigrafía sísmica se realiza en tres etapas (Fig. 1.15) (Mitchum *et al.*, 1977 a y b; Mitchum y Vail, 1977; Payton, 1977; Vail *et al.*, 1977, 1984; Vera, 1994):

- *Determinación de secuencias sísmicas o secuencias deposicionales.* Consiste en la subdivisión de la sección sísmica en conjuntos de depósitos limitados por superficies de discontinuidad, que comprende grupos de reflexiones más o menos concordantes y de características similares (Fig. 1.15). Estos límites son correlacionados a través de toda la malla sísmica de la cuenca sedimentaria y permiten subdividir el relleno sedimentario en secuencias deposicionales.
- *Análisis de facies sísmicas.* Este análisis se divide a su vez en dos etapas: a) Análisis del carácter de la reflexión; b) Análisis de la terminación de los reflectores, configuración sísmica y geometría externa (Fig. 1.15).
- *Determinación de los cambios del nivel del mar.* Esta última etapa permite la construcción de cartas de correlación cronoestratigráfica y de ciclos relativos del nivel del mar sobre una cuenca y su comparación a escala global. Al comparar las curvas regionales y globales las posibles diferencias serían indicativas de la existencia de procesos de estructuración local o global.

La interpretación de los perfiles sísmicos se ha realizado en dos etapas (Mitchum y Vail, 1977; Vail *et al.*, 1977):

- *Análisis de facies sísmicas.* Consiste en la descripción y la interpretación de las características sísmicas de las reflexiones que describen la secuencia, mediante un análisis del carácter de la reflexión y un análisis de la terminación de los reflectores, configuración sísmica y geometría externa.

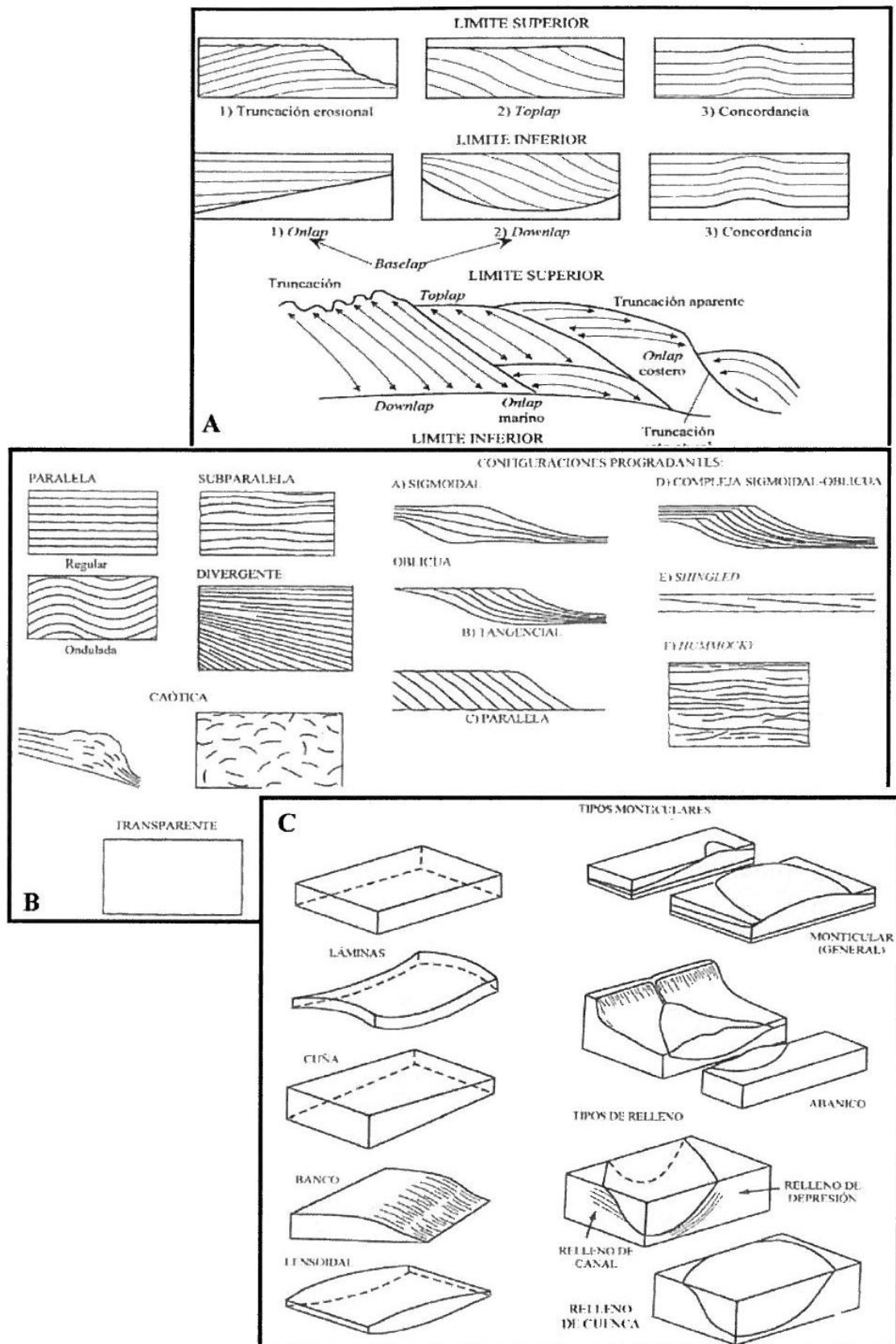


Figura 1.15. A) Relaciones de los estratos con los límites superior e inferior de una secuencia deposicional; B) Principales tipos de configuraciones internas de las unidades sísmicas; C) Principales tipos de formas externas (tomado de Mitchum et al., 1977b).

- *Análisis de secuencias sísmicas o secuencias deposicionales superficiales.* Se basa en la subdivisión de la sección sísmica en un conjunto de depósitos limitados por superficies de discontinuidad que comprenden grupos de reflexiones más o menos concordantes y de características similares.

El análisis de la sección sísmica puede proporcionar información cronoestratigráfica y litoestratigráfica en relación a las características de la reflexión. La caracterización de la respuesta acústica registrada en los perfiles sísmicos se ha realizado en base a parámetros acústicos como amplitud, continuidad de los reflectores y configuración de los mismos, frecuencia y tipo de señal (Vail *et al.*, 1977).

#### 1.2.2.4.1. *Determinación de discontinuidades y unidades estratigráficas*

El análisis de estratigrafía sísmica se ha realizado a partir del estudio de los perfiles sísmicos de media resolución Airgun, obtenidos en 2011 durante la campaña Contouriber-2, de alta resolución Sparker, adquiridos en 2009 durante la campaña Belgica 09/14, y de muy alta resolución mediante la sonda paramétrica TOPAS, obtenidos durante las campañas de la ZEEE (desde 2003 hasta 2009). Estos registros sísmicos se han incluido en un proyecto Kingdom Suite que ha facilitado el análisis e interpretación de los datos.

Debido a la mala calidad y a la falta de correlación de algunos perfiles sísmicos las zonas donde se ha llevado a cabo el análisis de estratigrafía sísmica del área de estudio han sido, en el talud continental, la zona de las plataformas marginales y, en la llanura abisal, la zona septentrional y occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya.

A partir de la interpretación y correlación de los perfiles sísmicos se ha podido definir una serie de discontinuidades sísmicas significativas y que constituyen los límites de las principales unidades sísmicas del área de estudio.

#### 1.2.2.4.2. *Elaboración de mapas de isopacas*

Una vez determinadas las diferentes unidades sísmicas se ha llevado a cabo la elaboración de cartografías de la distribución de los espesores de las mismas. Estas cartografías se han realizado midiendo el espesor a partir de la resta de los valores de profundidad de las discontinuidades superior e inferior, obteniéndose el espesor de la unidad sísmica en dicho punto en milisegundos. Las distintas medidas se han realizado en puntos equiespaciados.

Los valores obtenidos se han almacenado en el programa Excel de Microsoft y las cartografías de las discontinuidades y de los espesores de las unidades sísmicas se han realizado en tiempo doble, utilizando el programa de interpolación Surfer.



### 1.2.2.5. Análisis morfoestructural

Para llevar a cabo la identificación de las principales estructuras tectónicas recientes existentes en los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico se han determinado, por un lado, los principales elementos morfoestructurales del margen continental mediante el análisis morfológico de los rasgos de origen tectónico, y, por otro, los elementos lineales identificados a partir de las expresiones batimétricas que las estructuras producen en el fondo marino. Se ha considerado lineamientos a aquellos rasgos físicos cartografiables de la superficie terrestre, de forma lineal, rectilínea o suavemente curvilínea (O'Leary *et al.*, 1976), que pueden ser simples o compuestos en función de la expresión de su complejidad en el terreno, por lo que constituyen discontinuidades estructurales naturales de la superficie del terreno y por lo general reflejan fenómenos estructurales de subsuelo. Trazas de fracturas lineales son más evidentes en el caso de fallas con planos con alto buzamiento como fallas normales, inversas y direccionales, mientras que los cabalgamientos tienden a mostrar topografía irregular (Prost, 1994; Drury, 1987; Goldsworthy y Jackson, 2000).

El análisis de los elementos lineales o lineamientos identificados a partir del modelo digital del terreno requiere del establecimiento de métodos que permitan el tratamiento de gran número de datos, de manera que se puedan establecer, de forma rápida y sencilla, conclusiones fiables acerca de los resultados obtenidos (orientación, longitud...) y permitiendo efectuar comparaciones entre ellos.

El documento que contiene los lineamientos se guardó en formato vectorial y se analizaron mediante un programa de exploración automática. El programa barre la imagen desde un origen de coordenadas que, en nuestro caso, se sitúa en función de la localización del norte geográfico. Inicialmente el barrido comienza en el eje X y luego en el Y, hasta que se detiene en primer punto de la línea. Posteriormente se procede al seguimiento de la misma. Una vez que el seguimiento de la línea ha finalizado y se alcanza su punto final, el programa sigue barriendo a partir del píxel siguiente al inicial de la línea anterior, comenzando de nuevo el proceso. El programa de exploración automática genera un fichero que proporciona los siguientes parámetros: las coordenadas XY inicial y final (para un el sistema de coordenadas en que están representados los datos, en nuestro caso en coordenadas UTM Huso 29), la orientación en grados (en sentido horario respecto al norte establecido) y la longitud en metros (obtenida cuando los datos se representan en coordenadas UTM).

Los datos de este fichero fueron analizados mediante programas estadísticos para establecer diagramas de frecuencia de orientación en histogramas y en rosa y curvas de frecuencia suavizada, diagramas de frecuencia de longitud en histogramas, relaciones orientación/longitud. Las curvas de frecuencia suavizadas se han elaborado mediante la técnica propuesta por Wise y McCrory (1982). Este método permite eliminar el ruido estadístico introducido por el muestreo gracias a la utilización del concepto de promedio de ventanas rodantes o medias móviles. Liesa y Arlegui (1996) han evaluado la fiabilidad de los resultados e identificado los posibles problemas analíticos que presenta el proceso descrito, centrándose en la calidad de los valores obtenido en cuanto a la orientación y longitud de las líneas, estableciendo que a menor longitud de las

líneas el error en la orientación es mayor. El análisis direccional se ha realizado sobre unos 5800 elementos lineales.

Los métodos de análisis de superficies como es el análisis morfológico basado en los Modelos Digitales del Terreno (MDT) proporcionan información rápida para el estudio la geología del subsuelo (Jordan *et al.*, 2005). El análisis morfológico de las características topográficas ha sido durante mucho tiempo aplicado a los estudios estructurales (Hobbs, 1912; Frisch, 1997) y se ha convertido en una herramienta fundamental en los estudios tectónicos (Siegal y Gillespie, 1980; Drury, 1987; Prost, 1994; Salvi, 1995; Keller y Pinter, 1996). La mayoría de los estudios tectónicos que utilizan modelos digitales del terreno se realizan utilizando modelos del relieve sombreados únicamente (Simpson y Anders, 1992; Byrd *et al.*, 1994; Collet *et al.*, 2000). El estudio de la morfoestructura de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico y las llanuras abisales de Iberia y Vizcaya, ha sido realizado a partir del modelo del relieve sombreado, utilizando métodos visuales para la determinación de lineamientos.

### 1.3. GEOLOGÍA DE LOS MÁRGENES CONTINENTALES Y CUENCAS OCEÁNICAS NOR-IBÉRICAS

#### 1.3.1. Características fisiográficas y morfológicas

El Margen Continental de Galicia ha sido definido como un margen pasivo no volcánico, creado a partir de la propagación hacia el norte de la apertura del océano Atlántico hace aproximadamente 110 Ma (Malod *et al.*, 1993). Durante el Cretácico inferior se sucedieron varios episodios tectónicos de tipo extensional en esta área, el más importante de ellos entre el Valanginiense y el Aptiense (Shipboard Scientific Party, 1987). Al norte está limitado por todo el frente de deformación compresiva alpina de dirección E-O, que define el Margen Cantábrico.

El Margen Atlántico de Galicia muestra una estructura geológica compleja que es fácilmente reconocible en la morfología del fondo marino. La Plataforma Continental en este margen es relativamente estrecha. Varía desde 15 km hasta unos 30 km, y su límite se sitúa a una profundidad de unos 150 m (Fig. 1.16).

El talud continental puede ser dividido en seis provincias morfoestructurales que de este a oeste se han denominado: Talud superior, Cuenca Interior de Galicia, Zona Transicional, Banco de Galicia, Dominio de Semicuencas, Margen Profundo de Galicia y Flanco Noroeste (Vannay *et al.*, 1979; Murillas *et al.*, 1990; Vázquez *et al.*, 2008). Estas zonas limitan al norte y al sur con las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia, respectivamente.

El talud superior se caracteriza por estar incidido por cañones submarinos, probablemente de origen tectónico, en cuyas cabeceras se identifican numerosos tributarios con una distribución dendrítica (Boillot *et al.*, 1974), destacan los cañones de El Ferrol, A Coruña, Lage, San Jorge y La Frouseira. Este talud continental se extiende desde 22 km hasta 45 km de amplitud y alcanza profundidades por encima de los 2500 m. En la parte noroccidental se localizan una serie de plataformas marginales de orientación NE-SO (Fig. 1.16): Plataforma de Ortegal (500 m de profundidad), Plataforma de Pardo Bazán (1300 m de profundidad) y Plataforma de Castro (2200 m de profundidad).



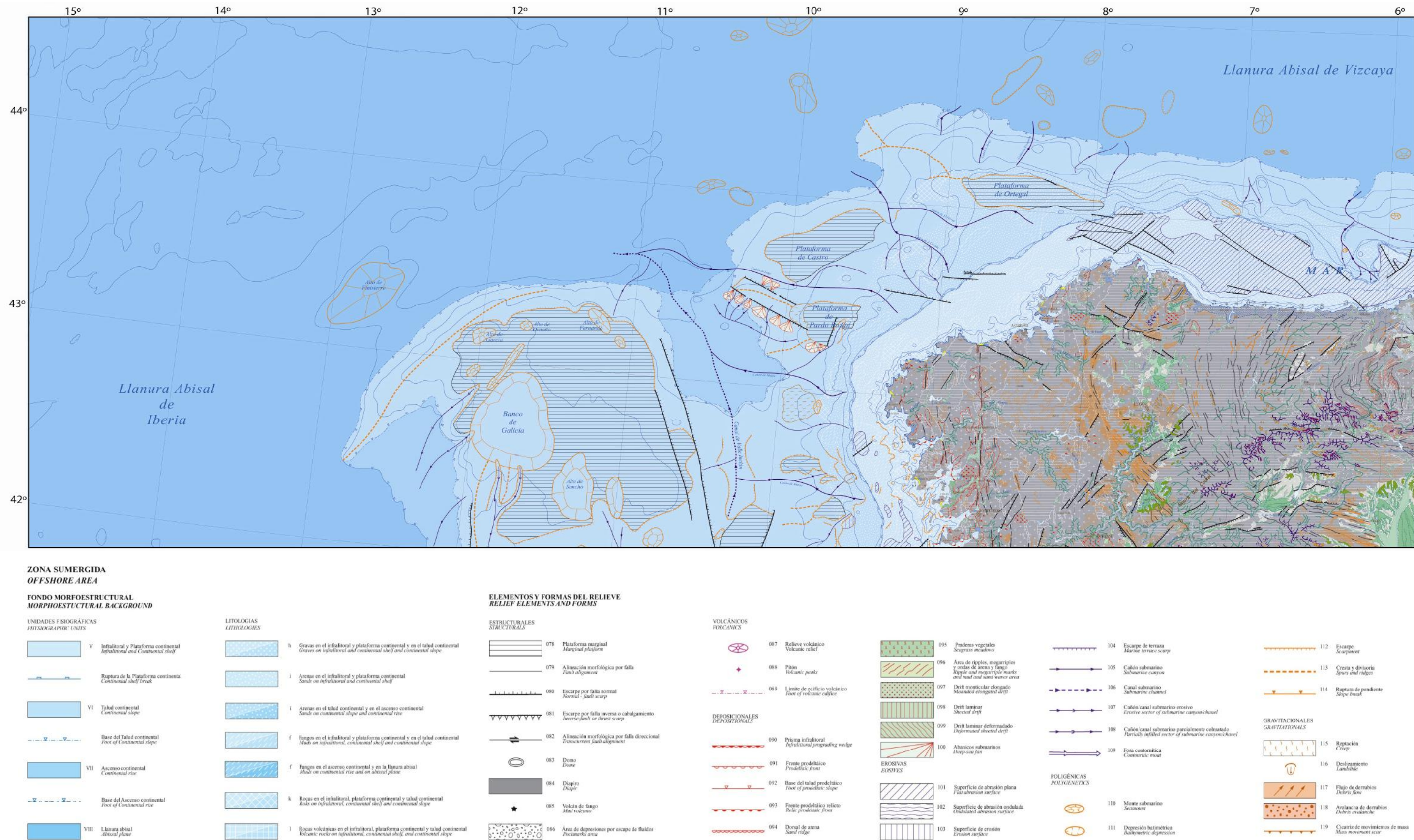


Figura 1.16. Mapa geomorfológico del sector noroccidental del Margen Continental Español (tomado de Martín-Serrano et al., 2005).



La Cuenca Interior de Galicia tiene su reflejo, en su sector más septentrional, en el denominado Valle de Valle Inclán (Fig. 1.17). Este valle se localiza entre el talud superior más próximo a la Plataforma Continental de Galicia y la Zona Transicional. Tiene una longitud de 150 km con una orientación NNO-SSE a NO-SE, una anchura de 45 km y sus márgenes están controlados por fallas normales que buzan hacia el este y oeste, dando lugar a la formación de escarpes que alcanzan 450 m de altura (Vázquez *et al.*, 2008).

La Zona Transicional se localiza entre el Valle de Valle Inclán y el Banco de Galicia, y corresponde al flanco de una plataforma marginal (Fig. 1.17). Está constituida fundamentalmente por un sistema de altos y depresiones estructurales en el que el basamento esta compartimentado por fallas normales de orientación NO-SE a N-S y NE-SO. Los altos estructurales presentan relieves que oscilan entre 600 y 700 m de altura, como los bancos de Sancho, Afonso, Vigo, Vasco da Gama y Porto (Vanney *et al.*, 1979) (Fig. 1.16). Los tres últimos de ellos se encuentran localizados dentro del Margen Atlántico Portugués. La superficie del fondo también está deformada por la existencia de anticlinales y sinclinales que se adaptan a las estructuras de basamento que presentan longitudes de onda de 20-30 km y amplitudes de 200 m, aunque excepcionalmente pueden alcanzar 600 m (Vázquez *et al.*, 2008). Se ha observado además en la Zona Transicional, la existencia de tres grandes depresiones de geometría aproximadamente circular, que se encuentran a profundidades entre 1600 y 1850 m y presentan un diámetro comprendido entre 3000 y 5000 m, con un desnivel desde la parte central a los bordes comprendido entre 100 y 370 m (Vázquez *et al.*, 2009). Estas depresiones se han interpretado como grandes colapsos de la superficie del fondo asociados a unidades sedimentarias con dinámica de fluidos viscosos en el subsuelo del margen (Unidad de Arcillas Negras, Groupe Galice, 1979). Los colapsos se ocasionarían por una intensa fracturación normal con geometría de graderío, relacionada con la alta movilidad de los niveles viscosos en el subsuelo. El abombamiento de la superficie en torno a estas depresiones se originaría por el ascenso diapírico desde la Unidad de Arcillas Negras. El mecanismo desencadenante de esta movilidad se debe a la elevación de este sector del margen continental durante las fases compresivas cenozoicas y la reactivación, durante este proceso, de estructuras del basamento (Vázquez *et al.*, 2008). Estas depresiones presentan un claro carácter erosivo, prácticamente sin relleno sedimentario, factor que señalaría bien una tasa de sedimentación muy baja en esta parte del margen o un origen muy reciente, e incluso un posible funcionamiento similar al de un *pockmark* donde el escape de fluidos procedentes, probablemente de la propia formación sedimentaria de comportamiento viscoso, produciría la erosión de las unidades suprayacentes. Este hecho estaría avalado por la presencia de zonas con escapes de gas en las proximidades de la depresión (Vázquez *et al.*, 2009) o en áreas cercanas (Jané *et al.*, 2010).

El Banco de Galicia se localiza en torno a los 700 m de profundidad, constituyendo una amplia plataforma marginal con un flanco occidental muy abrupto (Fig. 1.17). Su relieve general muestra una tendencia NNO-SSE y se puede dividir en dos sectores diferenciados (Vázquez *et al.*, 2008). El sector meridional es el más somero y se trata de un monte submarino de cumbre plana con una geometría prácticamente rectangular inclinada suavemente hacia el noroeste. Sus flancos son abruptos y presentan escarpes lineales. Este monte corresponde a un alto estructural



limitado al este por un escarpe de dirección NO-SE de 800 m de altura, que se relaciona con una falla de basamento normal de 50 km de longitud y afecta enteramente a la cobertera sedimentaria (Vázquez *et al.*, 2008). El flanco sur también está definido por un escarpe de 600 m de altura relacionado con una falla de dirección NE-SO y 15 km de longitud. El flanco occidental presenta un escarpe complejo de 2000 m de altura, que se relaciona con una falla normal de dirección N-S de al menos 25 km de longitud (Vázquez *et al.*, 2008). El flanco norte también está asociado a una falla normal de dirección NE-SO, pero el escarpe es menor y da lugar a un talud más suave. El sector septentrional se localiza entre 1200 y 2000 m de profundidad y se caracteriza por presentar un relieve suave que representa la transición entre la zona abrupta del alto estructural del sector meridional y la provincia morfoestructural del Flanco Noroeste (Fig. 1.17). Como ocurría en el sector meridional, sus límites este y oeste están relacionados con escarpes de fallas normales. La superficie suave de este sector se encuentra interrumpida en algunas zonas por la presencia de altos estructurales limitados por fallas normales, de hasta 500 m de altura y con dirección NE-SO y NNO-SSE, como son los altos de García y de Fernando, respectivamente (Vanney *et al.*, 1979) (Fig. 1.16).

El Dominio de Semicuencas se localiza en el flanco suroeste del Banco de Galicia, entre la Zona Transicional y el Margen Profundo de Galicia (Fig. 1.17). La estructura de esta provincia está definida por una sucesión de bloques rotados que dan lugar al desarrollo de tres semicuencas. La falla normal principal buza hacia el oeste según una dirección NNO-SSE a N-S y presenta una longitud de al menos 30 km (Vázquez *et al.*, 2008). Esta estructura controla la morfología del fondo marino, constituyendo una serie de dorsales y cuencas muy próximas ligadas a la falla principal. Las dorsales son asimétricas, con un escarpe occidental abrupto y un flanco oriental suave. Están separadas entre sí de 10 a 15 km y su cima presenta una anchura que varía entre 1 y 3 km (Vázquez *et al.*, 2008). Las cuencas localizadas entre las dorsales tienen una anchura variable, que oscila entre 5 y 10 km (Vázquez *et al.*, 2008).

El Margen Profundo de Galicia está situado al oeste del Banco de Galicia y del Dominio de Semicuencas y se caracteriza por una pendiente suave hacia el suroeste que representa la transición a la Llanura Abisal de Iberia, que Vanney *et al.* (1979) definen como el ascenso continental del Margen de Galicia (Fig. 1.17).

Por último, la provincia del Flanco Noroeste corresponde con un escarpe abrupto de morfología arqueada localizado en la parte noroeste de la Plataforma Marginal del Banco de Galicia, relacionado con una falla inversa que presenta una longitud de alrededor de 140 km y en el que pueden diferenciarse dos sectores (Fig. 1.16). El sector septentrional está constituido por el escarpe principal y presenta una orientación ENE-OSO, una longitud de 80 km, un relieve entre 3000 y 2000 m de altura, y una pendiente en torno a 16°. El sector meridional corresponde a un espolón asimétrico de dirección NNE-SSO con inmersión hacia el sur, una longitud aproximada de 60 km y una anchura de 20 km. Este espolón en su parte oriental presenta un talud suave hacia el Margen Profundo de Galicia, mientras que en su sector oriental muestra un fuerte escalón con casi 1000 m de altura y una pendiente próxima a los 50°. Hacia el oeste de esta provincia morfoestructural se observa un relieve de origen estructural denominado Monte Submarino de Finisterre, que limita al oeste con el Canal de Theta Gap,

que conecta la Llanura Abisal de Vizcaya con la Llanura Abisal de Iberia (Fig. 1.16). El Alto de Finisterre tiene morfología elongada en dirección NNE-SSO a NE-SO, con una longitud de 75 km y una anchura que varía entre 20 y 30 km. La cresta de este monte submarino se localiza a 4330 m de profundidad y su flanco occidental presenta una diferencia de cotas desde la base a la cima de 950 m y el oriental de 650 m. Su génesis se ha relacionado a un sistema de fallas inversas vergentes al noroeste desarrolladas durante la Orogenia Alpina y que han dado lugar al levantamiento de un bloque del basamento (Vázquez *et al.*, 2009).

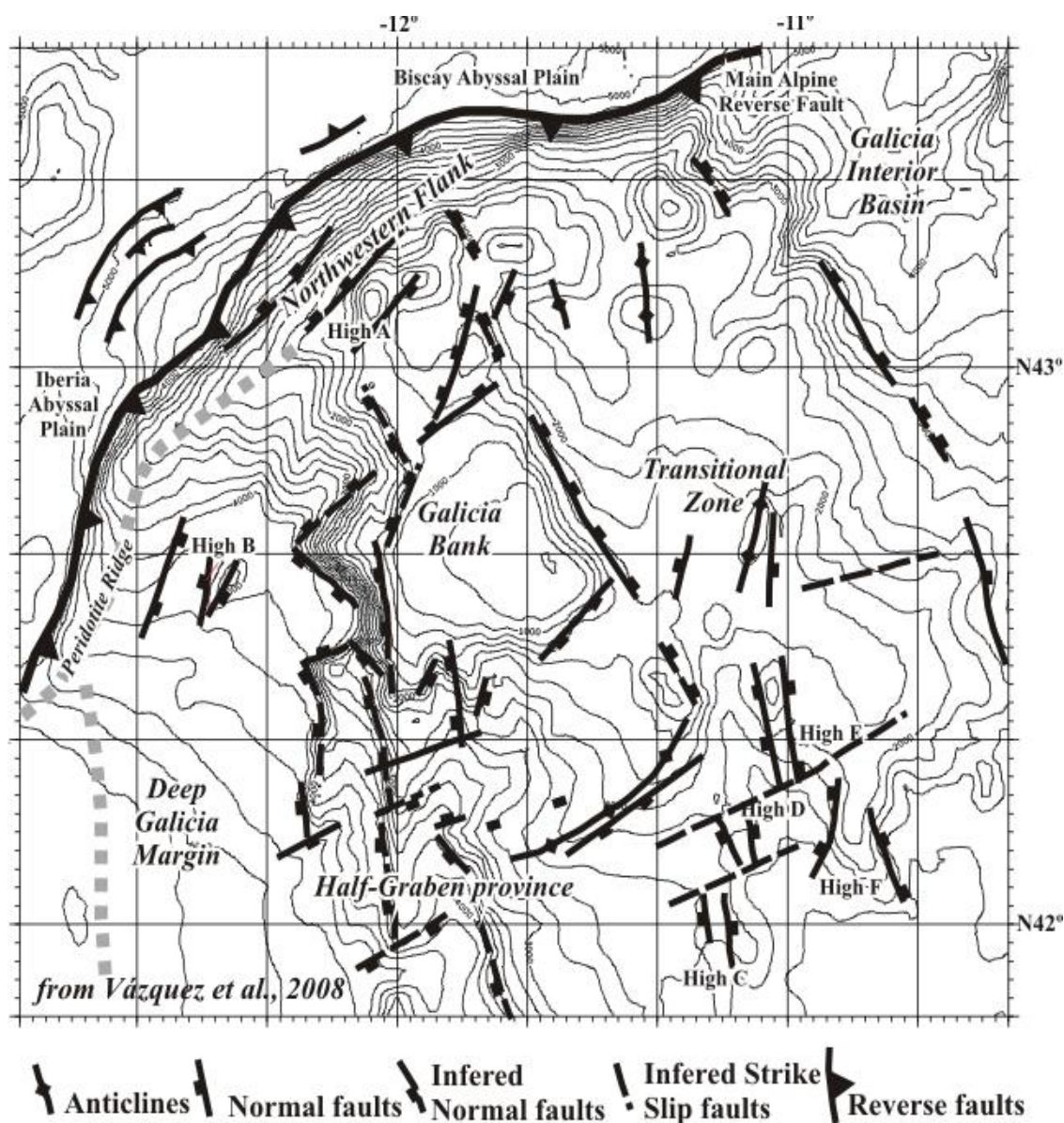


Figura 1.17. Localización de las seis provincias estructurales identificadas por Vázquez *et al.* (2008).

El Margen Cantábrico se caracteriza por presentar una orientación E-O definida por su evolución tectónica desde el Jurásico hasta la actualidad. En el Jurásico superior un evento extensional marca el inicio de la apertura del Golfo de Vizcaya (Lepvrier y Martínez-García, 1990). Esta etapa distensiva continúa durante el Cretácico, especialmente durante el Aptiense, dando lugar a la rotación antihoraria de la Península Ibérica (Van der Voo, 1969; García-

Mondéjar, 1996; Gong *et al.*, 2008). Posteriormente, la convergencia entre las placas Ibérica y Euroasiática desde finales del Cretácico hasta el Neógeno (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996) cierran parcialmente el Golfo de Vizcaya, provocando la inversión de las fallas extensionales y la formación de estructuras contractivas (Pulgar *et al.*, 1999), llegándose a producir la subducción de parte de la corteza oceánica y de transición del Golfo de Vizcaya bajo la corteza continental Ibérica. Este proceso conlleva el acortamiento y levantamiento del Margen Cantábrico (Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002), dando lugar a un talud continental abrupto, con valores de pendiente que superan en algunos sectores los 20°.

El sector estudiado del Margen Cantábrico alcanza hasta el Cañón de Avilés. El margen continental de este sector, disectado por el Cañón de Avilés y diversos valles no muy acusados, presenta una anchura media de 87 km, pudiendo situarse la base, que coincide con el pie del talud, sobre los 4800 m a 4700 m.

La plataforma continental, cuyo límite se encuentra sobre los 170 m, es más ancha que en el sector anteriormente considerado, pues alcanza los 31 km. La pendiente media entre la costa y los 140 m es de 0,7°, profundidad a partir de la que la pendiente media se reduce hasta los 0,1°, aplacerándose hasta el límite de la plataforma. Existen varias zonas elevadas, asociadas a altos estructurales, destacando el que se aprecia al este de Ribadeo, donde la mitad de la plataforma externa corresponde a una elevación de unos 20 m, subparalela al borde.

El talud, del que límite inferior se sitúa sobre los 4700 m de profundidad, tiene una pendiente media de 6°, que aumenta hacia el oeste. Es una forma joven, seguramente en vías de erosión, donde abundan afloramientos cretácicos. El elemento morfológico más relevante es el Cañón de Avilés. Este cañón presenta dirección NO-SE, oblicua a la dirección E-O del talud continental. Desde los primeros estudios batimétricos realizados en el Margen Cantábrico (Boillot *et al.*, 1979; Deregnaucourt y Boillot, 1982) se relaciona con la continuación en mar de la Falla de Ventaniella de dirección N137E (Fig. 1.16). Este cañón submarino se encuentra a 12 km de la costa y se extiende desde los 128 m de profundidad en el borde de la plataforma hasta los 4766 m en la base del talud. Este descenso se produce en una longitud de tan solo 40 km, por lo que este cañón es uno de los más profundos a nivel mundial en lo que se refiere en términos de relieve neto (Harris y Whiteway, 2011; Nomark y Carson, 2003). Se desconoce el momento de su formación, pero sin duda existe una desproporción desconcertante entre las dimensiones del cañón y el tamaño de la Ría de Avilés, lo que apoya la idea de que el origen del cañón se deba a causas tectónicas. Estudios recientes (Fernández-Viejo *et al.*, 2014) establece que a partir de un análisis geomorfológico de las redes hidrográficas del área se confirma que el Estuario de Avilés no tiene entidad para desarrollar un cañón de las dimensiones que tiene el Cañón de Avilés, por lo que relaciona su origen bien con procesos tectónicos, bien con la actividad del Río Nalón, uno de los más grandes e importantes de la cornisa cantábrica, cuya recorrido anterior, antes de su captura actual, discurrió subparalelo a la traza de la Falla de Ventaniella en la zona emergida. Continuos levantamientos de la Cordillera Cantábrica desde el Eoceno favorecieron el encajamiento y dimensiones del cañón.



### 1.3.2. Estratigrafía

#### 1.3.2.1. Margen Continental de Galicia

La caracterización estratigráfica en el Margen Continental de Galicia ha sido llevada a cabo por numerosos autores a partir de la información obtenida de los sondeos profundos en el marco del Deep Sea Drilling Program (DSDP Leg 47) (Sibuet y Ryan, 1979) y del Ocean Drilling Project (ODP, Leg 103) (Boillot *et al.*, 1987; Mauffret y Montadert, 1988), así como del análisis de estratigrafía sísmica en base a perfiles sísmicos multicanal (Mauffret y Montadert, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Ercilla *et al.*, 2008) (Figs. 1.18, 1.19 y 1.20).



Figura 1.18. Localización de los sondeos ODP y DSDP de los márgenes de Galicia y Cantábrico. Extraído de <http://www.iodp.org/borehole-map>.

El relleno sedimentario en este margen alcanza un espesor de unos 4 km por encima del basamento (Boillot y Malod, 1988) y está formado por materiales de edad comprendida entre el Oxfordiense y el Cuaternario (Mauffret y Montadert, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Ercilla *et al.*, 2008). Se han identificado 7 unidades sísmicas principales que se agrupan en 3 grupos según su momento de depósito durante la evolución del margen (Figs. 1.19 y 1.20): unidades *pre-rift* (unidades 7 y 6) de edad Oxfordiense a Berriasiense, unidades *sin-rift* (unidades 5 y 4) de edad Valanginiense a Aptiense y unidades *post-rift* (unidades 3, 2 y 1) de edad Albiense a Cuaternario (Mauffret y Montadert, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Ercilla *et al.*, 2004, 2008).

Las facies sísmicas de estas 7 secuencias identificadas en el margen muestran un claro dominio de procesos tanto erosivos como gravitacionales (Ercilla *et al.*, 2004, 2008; Hernández-Molina *et al.*, 2008b).

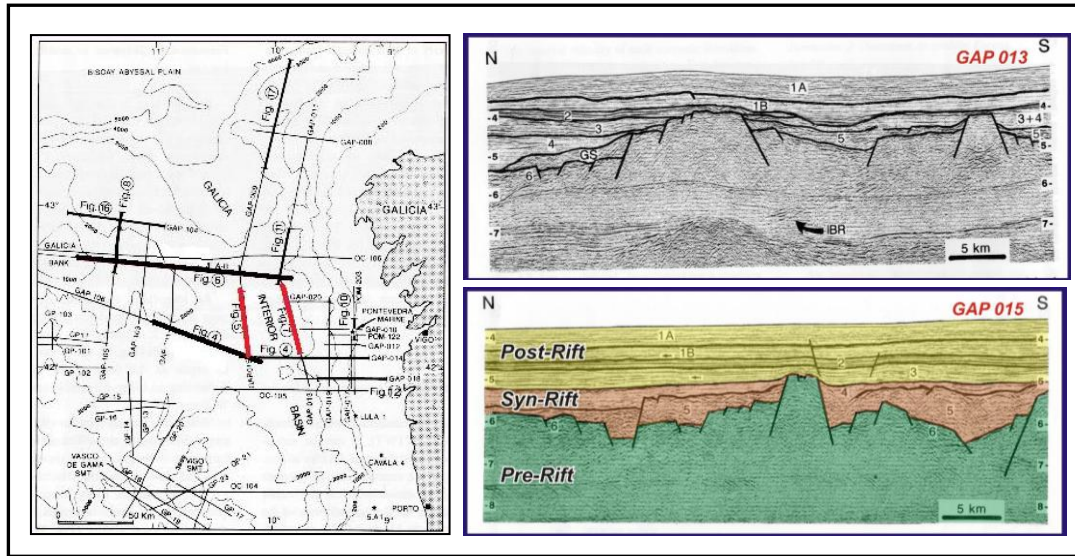


Figura 1.19. Perfiles de sísmica multicanal donde se diferencian las 3 secuencias donde se agrupan las 7 unidades sísmicas diferenciadas en este margen (tomado de Murillas et al., 1990).

#### 1.3.2.1.1. Eoceno Medio-Cuaternario (Unidad 1)

Los materiales de esta secuencia alcanzan un espesor considerable en algunas zonas del margen (hasta 1 s Tiempo Doble, TD), de manera que se ha subdividido en 3 subunidades: 1A, 1B y 1C.

La *subunidad 1A*, de edad Cuaternario-Plioceno, presenta un espesor constante, entre 40 ms y 60 ms TD. Se caracteriza por presentar reflectores continuos, paralelos y bien estratificados (Murillas et al., 1990), afectados localmente por fallas. La base de esta serie está formada por secuencias turbidíticas intercaladas con niveles hemipelágicos y depósitos de *debris flow* del Pleistoceno, sobre la que se apoyan depósitos pelágicos y hemipelágicos del Holoceno (Ercilla et al., 2004; Alonso et al., 2008; Hernández-Molina et al., 2008b).

La *subunidad 1B*, de edad Plioceno-Mioceno, es ligeramente más transparente que la subunidad anterior (Sangree y Widmier, 1977; Murillas et al., 1990) y presenta un espesor que varía entre 70 ms y 170 ms TD. Los reflectores presentan una configuración progradante oblicua (Sangree y Widmier, 1977), de manera que se encuentran erosionados por la unidad suprayacente y solapantes con la infrayacente. Son depósitos turbidíticos y pelágicos constituidos por limos, margas y arcillas (Boillot et al., 1987).

La *subunidad 1C*, de edad Mioceno-Eoceno medio, alcanza espesores que varían entre 400 ms y 650 ms TD y está formada por depósitos turbidíticos. Se trata de una secuencia semi-transparente con reflectores bien estratificados que se ven afectados por fallas y pliegues de gran amplitud (Ercilla et al., 2004). Son depósitos pelágicos compuestos por arcillas rojizas y marrones (Boillot et al., 1987).

# MARGEN DE GALICIA

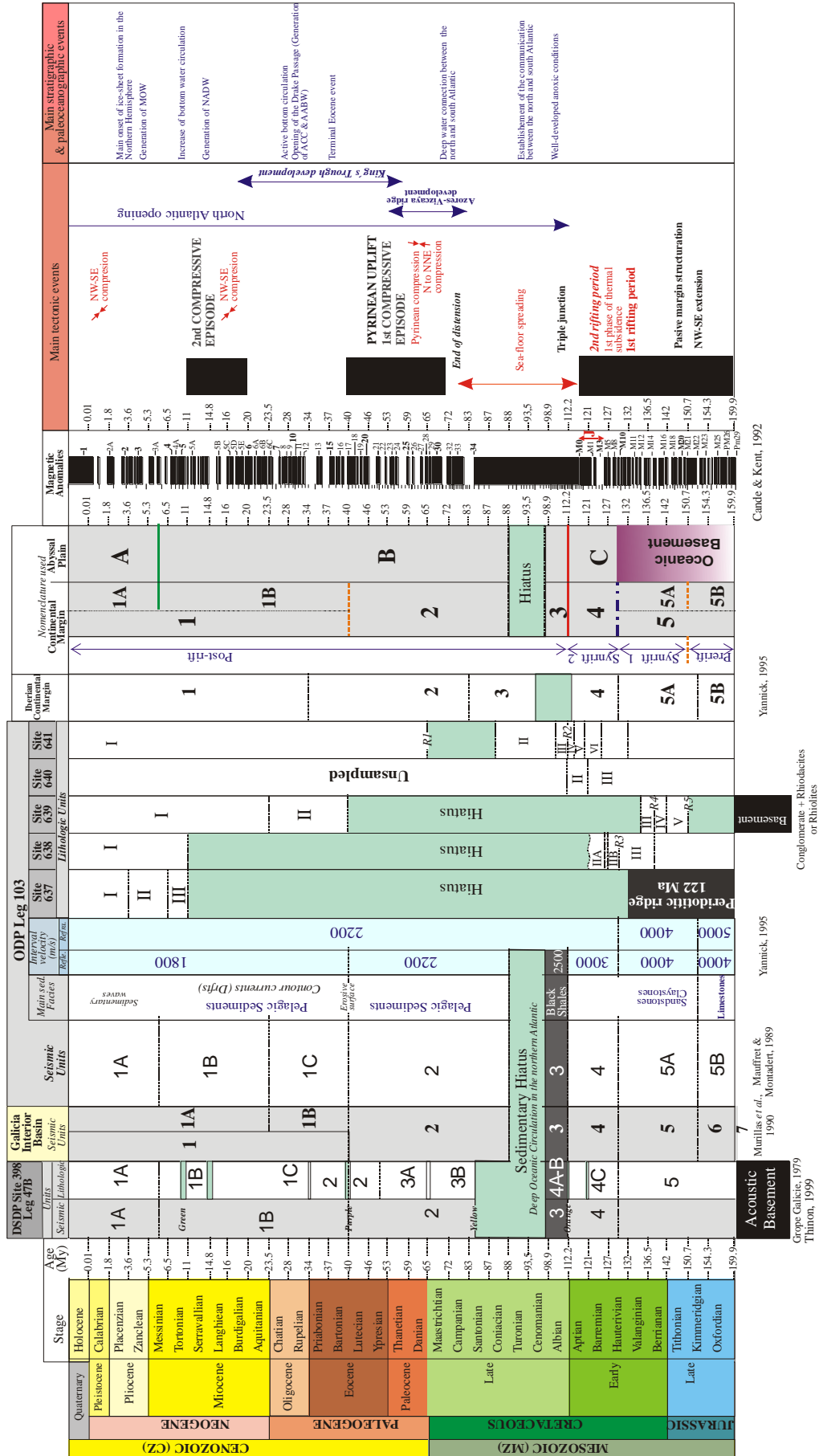


Figura 1.20. Tabla cronoestratigráfica que muestra la correlación de las unidades definidas en los sondeos ODP y DSDP por diferentes autores.

#### 1.3.2.1.2. *Campaniense a Eoceno Medio (Unidad 2)*

Esta unidad se encuentra separada de la anterior por una clara discordancia erosiva (Murillas *et al.*, 1990). Esta discordancia está afectada por incisiones profundas que pueden alcanzar los 500 ms TD en algunas zonas del talud inferior del margen (Sangree y Widmier, 1977; Murillas *et al.*, 1990).

Esta secuencia se caracteriza por presentar reflectores continuos, bien estratificados y de elevada amplitud (Ercilla *et al.*, 2004). Muestra un espesor constante en torno a 200 ms TD, aunque en algunas zonas del talud inferior puede disminuir e incluso puede llegar a desaparecer (Murillas *et al.*, 1990). Está formada por depósitos pelágicos constituidos por lutitas rojas y calcáreas ricas en nanofósiles (Boillot *et al.*, 1987; Mauffret y Montadert, 1988).

#### 1.3.2.1.3. *Albiense a Campaniense (Unidad 3)*

Una importante discontinuidad estratigráfica separa los depósitos pelágicos de la unidad 2 de las margas negras de edad Albiense que constituyen esta unidad. Los resultados del DSDP Site 398 atribuyen esta discontinuidad a cambios en la circulación profunda del Atlántico Norte desde 97,5 a 84 Ma (Sibuet *et al.*, 1979). El espesor de esta unidad en el sondeo 641 del Leg 103 (ODP) es de aproximadamente 150 m.

Tanto el espesor de esta unidad como sus facies sísmicas son muy variables a lo largo de todo el margen, pudiendo pasar de reflectores bien estratificados y de elevada amplitud a facies transparentes, como ocurre en algunas zonas de la Cuenca Interior (Murillas *et al.*, 1990). Esta unidad es discordante con las unidades supra- e infrayacentes. Los materiales de esta unidad se disponen en *onlap* con los sedimentos de la unidad anterior, esto indica la ausencia de deformación en el depósito de estos materiales (Murillas *et al.*, 1990).

#### 1.3.2.1.4. *Hauteriviense a Aptiense Superior (Unidad 4)*

Esta unidad está constituida por los depósitos *sin-rift* (Sibuet *et al.*, 1979; Boillot *et al.*, 1987). En los perfiles de sísmica multicana, el límite superior de esta secuencia corresponde a una fuerte reflexión, la discordancia de *breakup* (Murillas *et al.*, 1990).

Esta unidad tiene un espesor variable, entre 75 m (Leg 103-640) y 105 m (Leg 103-638), y se caracteriza por presentar facies sísmicas transparentes. Los materiales de esta serie consisten en depósitos turbidíticos arenosos y margosos con depósitos de deslizamiento que hacia techo pasan a sedimentos pelágicos y hemipelágicos (Boillot *et al.*, 1987; Ercilla *et al.*, 2004).

#### 1.3.2.1.5. *Valanginiense (Unidad 5)*

Esta unidad se define en el sector suroccidental del Banco de Galicia como una secuencia *sin-rift* (Mauffret y Montadert, 1987) constituida por depósitos turbidíticos de areniscas y lutitas de

edad Valanginiense (Boillot *et al.*, 1987). En algunas zonas de la Cuenca Interior esta unidad se encuentra rellenando la parte inferior de los *grabens* y *semigrabens* (Murillas *et al.*, 1990). Los límites con la unidad superior e inferior son discordantes (Murillas *et al.*, 1990).

Se caracteriza por tener un espesor variable, entre 50 m (Leg 103-639) y 260 m (Leg 103-638), así como sus facies sísmicas que pueden variar desde transparentes a reflectores de elevada amplitud y baja frecuencia (Murillas *et al.*, 1990). En algunas zonas, al pie de las fallas que limitan las fosas, se identifican cuñas de depósitos caóticos que se han interpretado como movimientos en masa coetáneos a la unidad 5 (Murillas *et al.*, 1990).

#### 1.3.2.1.6. *Titoniense a Berriasiense (Unidad 6)*

Esta secuencia se localiza en la parte superior de los altos y fosas. Ha sido caracterizada por Mauffret y Montadert (1987) como reflectores de alta amplitud, baja frecuencia y moderada continuidad lateral, correspondientes a facies de plataforma carbonatada del Jurásico superior. Esta secuencia está formada por calizas con intercalaciones locales de arenas y dolomías, con un espesor de aproximadamente 150 m (Leg 103-639) (Boillot *et al.*, 1987; Boillot y Malod, 1988). En algunas zonas de la Cuenca Interior los reflectores de esta unidad se ven afectados por fallas (Murillas *et al.*, 1990).

#### 1.3.2.1.7. *Oxfordiense a Kimmeridgiense (Unidad 7)*

Esta unidad, que se encuentra situada por debajo de la unidad 6 y ha sido identificada por Mauffret y Montadert (1987). Se caracteriza por ser caótica y transparente, de edad Jurásico superior y depositada durante la fase de *rifting* del margen (Murillas *et al.*, 1990). Esta unidad está constituida por calizas grises, margas y algún nivel arenoso con un espesor de aproximadamente 95 m (Leg 103-639) (Boillot *et al.*, 1987).

#### 1.3.2.2. Margen Continental Cantábrico

La estratigrafía de los sedimentos que cubren los fondos oceánicos del sector occidental del Margen Cantábrico se han determinado a partir del análisis de perfiles de sísmica de reflexión (Sibuet *et al.*, 1971), que muestran una superposición regular de unidades cuya edad es conocida por correlación con los sondeos que alcanzaron el basamento oceánico (Laughton y Berggren, 1971; Laughton *et al.*, 1972).

Los primeros sedimentos que cubren la corteza oceánica son de edad Aptiense superior a Cenomaniense basal; así se ha establecido que la acreción de corteza oceánica tuvo lugar entre el Aptiense superior (110 Ma) y el Cretácico terminal (65 Ma). Los sondeos profundos 118 y 119 del DSDP (*Deep Sea Drilling Project*, Leg 12) (Laughton y Berggren, 1971; Laughton *et al.*, 1972) realizados en la parte occidental del Golfo de Vizcaya (Figs. 1.18 y 1.21), permitieron datar los sedimentos cenozoicos y sirven de referencia temporal para las líneas de sísmica de la llanura abisal. Los materiales cenozoicos reposan sobre basaltos y tienen una potencia de 761 m



en el sondeo 118, mientras que en el 119 se atravesaron 711 m hasta que el sondeo concluyó en niveles del Paleoceno superior. La serie sedimentaria está compuesta por sedimentos pelágicos (arcillas rojas eocenas) y turbiditas más o menos arenosas de edad Paleoceno a Pleistoceno. Destaca la presencia de un hiato sedimentario entre el Eoceno medio y el Mioceno inferior en el sondeo 118, y entre el Eoceno medio y el Mioceno inferior en el sondeo 119. Basándose en los datos de ambos sondeos y de dos líneas sísmicas que los atraviesan, Sibuet *et al.* (1971) definieron cuatro formaciones sedimentarias (ver Fig. 1.21.A):

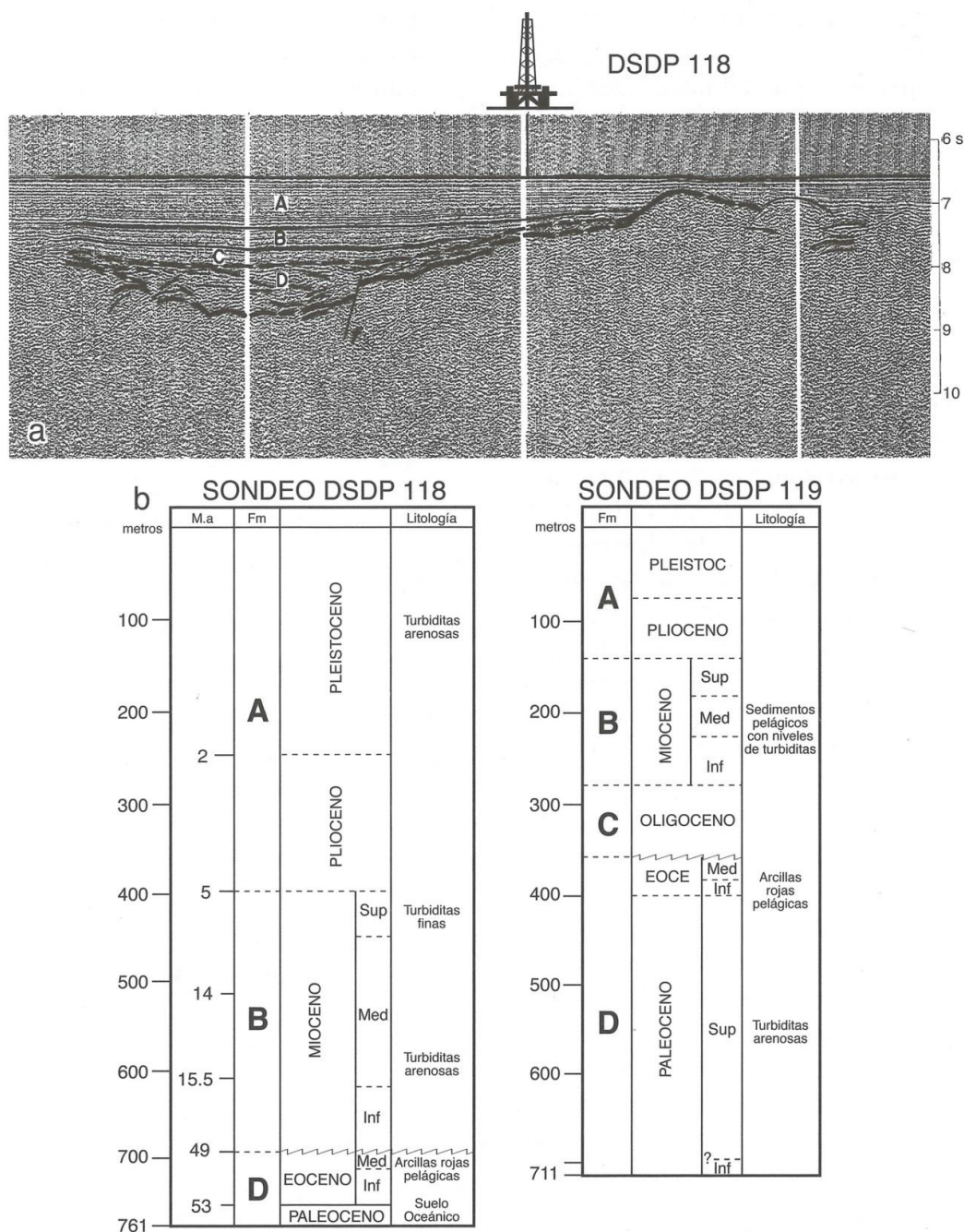


Figura 1.21. a) Perfil sísmico a través del sondeo DSDP 118 con el Terciario interpretado (Según Sibuet *et al.*, 1971). b) Columna estratigráfica de los sondeos DSDP 118 y 119 (Según Laughton *et al.*, 1971 en Álvarez-Marrón *et al.*, 1997). Extraído de Gallastegui (2000).

- Formación A: Eminentemente, turbidítica de edad Mioceno superior a reciente, cuya base se localiza en un fuerte reflector.
- Formación B: Nivel concordante y similar al anterior, cuyo límite inferior es la base del Mioceno basal (21 Ma). Como se ve en la Figura 1.21.A, hacia el este se apoya directamente en un relieve sobre el que más al este reposa directamente la Formación A.
- Formación C: Compuesta de turbiditas que reposan discordantemente sobre la formación D. La ausencia de discordancia con B sugiere una continuidad en la sedimentación. La base corresponde al Oligoceno basal (36 Ma), por comparación con el sondeo 119, ya que se acuña al este y no es cortada por el sondeo.
- Formación D: Tiene unas características diferentes al resto de formaciones que sugieren que ha estado afectada por movimientos, posiblemente verticales, del basamento. Su contacto con el basamento es discordante y las capas parecen cubrir paleorelieves del mismo. Se le atribuye una edad Eoceno inferior aunque en su base podría haber niveles del Cretácico medio.

Por otro lado, Iglesias (2009) realiza un análisis de estratigrafía sísmica de alta resolución del Margen Cantábrico a partir del análisis de perfiles sísmicos de *airgun*, *sparker* y TOPAS, y que data en base a su correlación con los estudios previos (Fig. 1.22) (Cholet *et al.*, 1968; Debyser *et al.*, 1971; Montadert *et al.*, 1971a, b, 1974; Winnock 1971; Vigenaux 1974; Dérégnaucourt y Boillot, 1982; Crémer, 1983; Faugères *et al.*, 1998, 2002; Thinon, 1999; Gallastegui *et al.*, 2002; Thinon *et al.*, 2002; Bellec, 2003; Pulgar *et al.*, 2004; Gonthier *et al.*, 2006; Ferrer *et al.*, 2008; Bellec *et al.*, 2009; entre otros). En este análisis Iglesias (2009) determina que la cobertera sedimentaria de este margen se dispone sobre un basamento acústico de forma irregular, y que presenta un espesor entre 0,7 y 2 s. Dentro de la cobertera sedimentaria identifica seis discontinuidades que se denominan, de más antigua a más moderna, I a VI, que limitan las unidades sísmicas principales. Estas unidades son organizadas en megasecuencias y mesosecuencias. Establece tres megasecuencias, C, B y A, de más antigua a más modernas, y que coinciden con las Formaciones establecidas por Sibuet *et al.* (1971). Estas megasecuencias son limitadas por las discontinuidades erosivas VI, IV y II, respectivamente:

- *Oligoceno superior-Aquitaniense (mega-secuencia C)*. Esta unidad se dispone sobre el basamento acústico con un espesor que puede alcanzar los 1,1 ms. Se divide en dos meso-secuencias (C2 y C1) que varían en sus características acústicas desde el talud a la llanura abisal. Esta unidad presenta un depocentro de unos 0,75 s sobre el ascenso continental que disminuye hasta 0,35 s en la llanura abisal.
- *Burdigaliense-Serravalliense (megasecuencia B)*. Esta unidad se dispone sobre la mega-secuencia C infrayacente separadas por la discontinuidad IV, donde las facies acústicas muestran localmente un carácter erosivo en el talud continental. Mientras que a techo está limitada por la discontinuidad II más erosiva en las zonas profundas que en el talud. Presenta un

espesor que varía entre 0,1 y 0,5 s. La *mega-secuencia B* se divide en dos *meso-secuencias*, B2 y B1, separadas por la *discontinuidad III*.

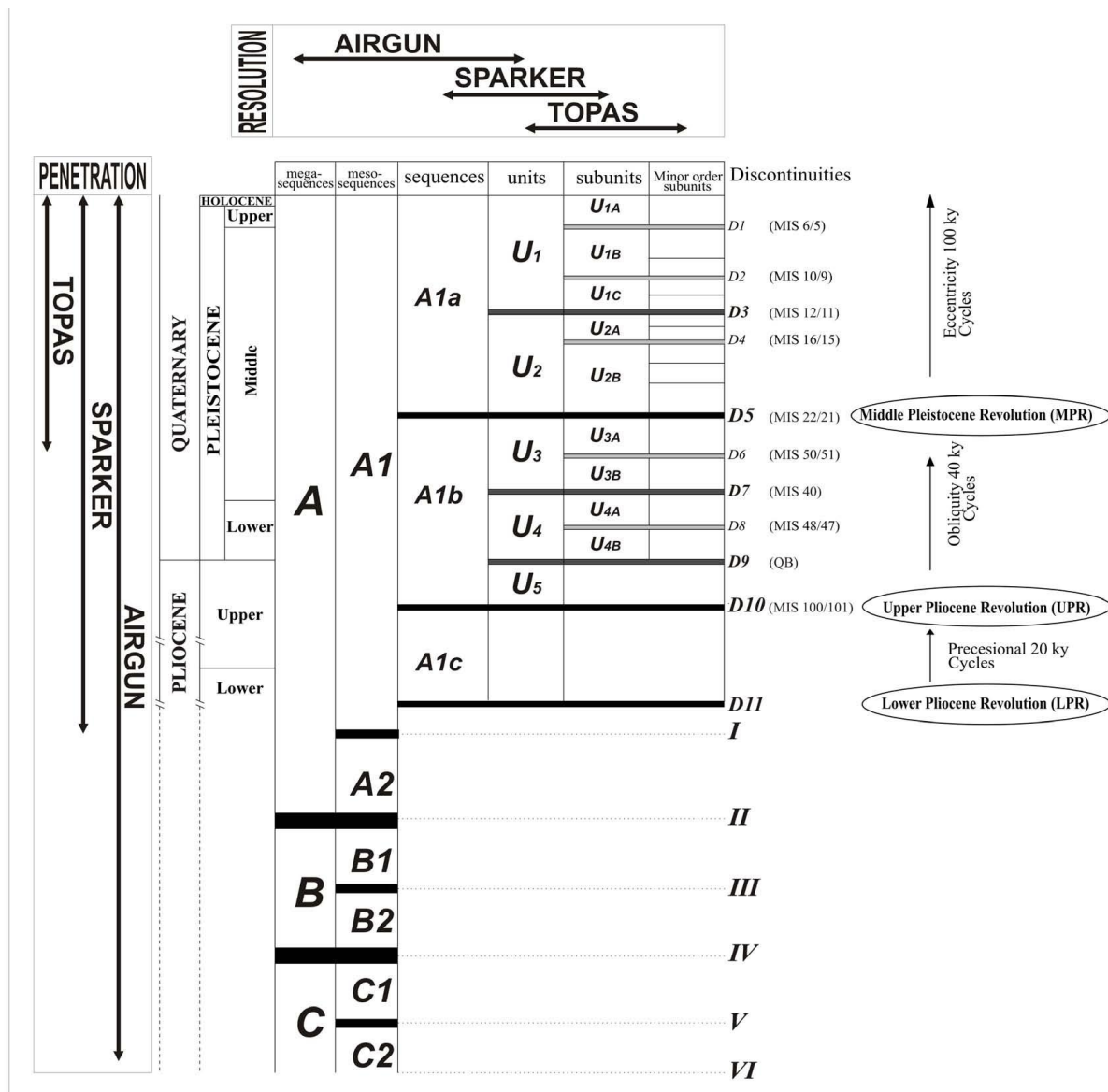


Figura 1.22. Secuencias sísmicas, unidades y sub-unidades del registro sedimentario del Margen Continental Cantábrico (Iglesias, 2009).

- *Tortoniense-Cuaternario* (megasecuencia A). Se dispone sobre la *mega-secuencia B* infrayacente y presenta un espesor de entre 0,2 a 1,2 s. Se divide en dos *meso-secuencias*, A2 y A1, separadas por la *discontinuidad I*. La *meso-secuencia A2* se caracteriza por presentar una geometría que varía de tabular a lenticular con un depocentro de 0,3 s. La *meso-secuencia A1* presenta un espesor medio de 0,2 s.

A partir del estudio de estratigrafía sísmica de muy alta resolución Iglesias (2009) ha podido establecer una subdivisión dentro de la *mega-secuencia A* de diferentes secuencias, unidades y subunidades desde el Plioceno inferior hasta el Holoceno (Fig. 1.22). Se distinguen tres



secuencias principales en el registro sedimentario: *A1c*, *A1b* y *A1a*. La *secuencia A1c* está limitada por las discontinuidades *D11* y *D10*; la *secuencia A1b* está limitada por las discontinuidades *D10* y *D5*; y la *secuencia A1a* está limitada por la discontinuidad *D5* y el fondo marino actual (Fig. 1.22).

Según los datos bibliográficos, Iglesias (2009) ha podido realizar un encuadre cronoestratigráfico de las discontinuidades sísmicas (Fig. 1.22). Así, la discontinuidad *D11* corresponde con la LPR (4,2 Ma); la *D10* es la UPR (MIS 100/101; 2,4 Ma); la *D9* es la discontinuidad QB (1,8 Ma); la *D8* es la MIS 48/47 (1,44 Ma); la *D7* es la MIS 40 (1,35 Ma); la *D6* es la MIS 30/31 (1,06 Ma); la *D5* es la MPR (MIS 22/21; 0,9-0,92 Ma); la *D4* es la MIS 16/15 (650 ka); la *D3* es la MIS 13/12 (400 ka); la *D2* es la MIS 10/9 (0,4 Ma); y la *D1* es la MIS 6/5 (135 ka).

El análisis estratigráfico a partir de los perfiles de sísmica de muy alta resolución sólo permite determinar a Iglesias (2009) la presencia de las unidades  $U_3$ ,  $U_2$  y  $U_1$  (Pleistoceno medio-Holoceno) (Fig. 1.23):

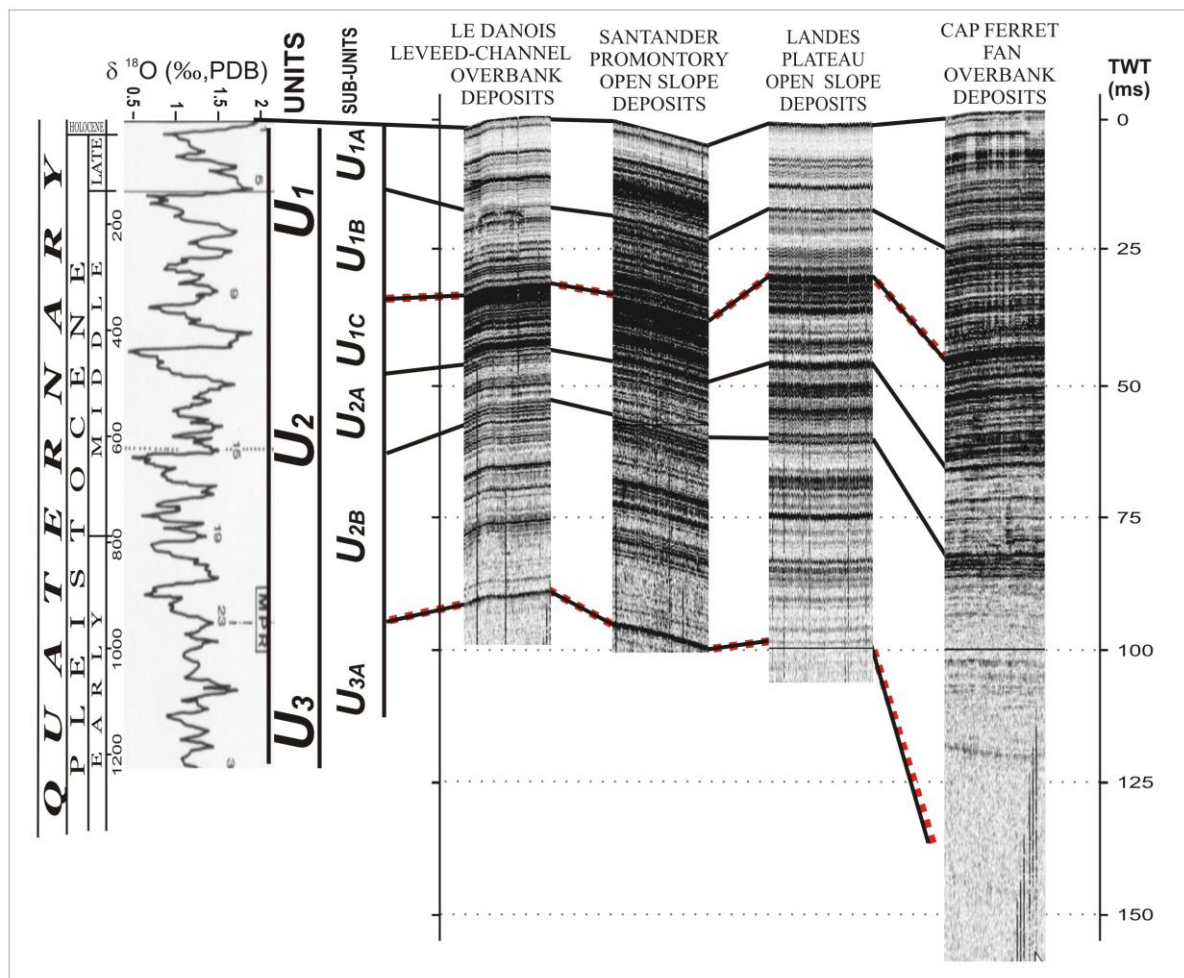


Figura 1.23. Correlación de registros sísmicos de alta resolución de cuatro zonas del Margen Continental Cantábrico (Iglesias, 2009).

- *Unidad U<sub>3</sub>*. Unidad semitransparente con una respuesta acústica débil que localmente puede mostrar facies estratificadas. Presenta una geometría y espesor variable, pasando de tener forma de cuña a tabular o laminar y entre 20 y 35 ms de potencia. Su configuración interna es agradacional. El límite superior de esta unidad corresponde a la discontinuidad D5, una superficie poco reflectiva que localmente muestra un alto carácter erosivo, el límite inferior no ha podido establecerse debido a la ausencia de penetración el sistema sísmico.
- *Unidad U<sub>2</sub>*. Unidad sísmica caracterizada por la alternancia de capas de diferente respuesta acústica. Se observan facies semitransparentes y/o estratificadas de baja reflectividad que alternan con rellenos muy estratificados de elevada reflectividad. Presenta una geometría tabular y un espesor que oscila entre 25 y 35 ms. Esta unidad está limitada en su base por la discontinuidad D5 y a techo por la discontinuidad D3, que se identifica como una superficie erosiva y altamente reflectiva. Esta unidad se ha dividido en dos sub-unidades: la sub-unidad U<sub>2B</sub> incluye diferentes capas, con un espesor medio de unos 9 ms, caracterizadas por pequeñas zonas de baja reflectividad en su parte inferior y otras más finas de alta reflectividad en la parte superior; y la sub-unidad U<sub>2A</sub> que contiene diferentes capas, con un espesor medio de 6 ms, caracterizadas por la alternancia de zonas de alta y baja reflectividad de dimensiones similares.
- *Unidad U<sub>1</sub>*. Unidad sísmica caracterizada por la alternancia de facies semitransparentes y/o estratificadas de respuesta acústica débil y reflectores paralelos de alta reflectividad. Presenta una forma de cuña o tabular con un espesor de hasta 40 ms. Está limitada por la discontinuidad D3 y la actual superficie del fondo marino. Esta unidad se ha dividido en tres sub-unidades: la sub-unidad U<sub>1C</sub> incluye diferentes capas, con un espesor medio de unos 7 ms, que se caracterizan por presentar en su parte inferior facies con una débil respuesta acústica y en la parte superior elevada reflectividad; la sub-unidad U<sub>1B</sub> está formada por capas que alternan alta y baja reflectividad con un espesor similar (5 ms); y, la sub-unidad U<sub>1A</sub>, con un espesor medio de 15 ms, se caracteriza por presentar capas con una zona muy fina de alta reflectividad en su base y, por encima, una zona de baja reflectividad de mayor espesor.

### 1.3.3. Rasgos estructurales

La formación de las principales estructuras tectónicas existentes es el resultado de diversos episodios extensionales durante el Mesozoico y compresivos durante el Cenozoico (Boillot y Malod, 1988). El episodio principal de rotura continental sucedió en el Jurásico (Mauffret y Montadert, 1987). Esta actividad extensional culminó con la formación y crecimiento de la corteza oceánica del Atlántico Norte durante el Cretácico inferior (Srivastava *et al.*, 2000). El resultado de esta actividad fue el desarrollo de un conjunto de fallas extensionales y bloques basculados así como el emplazamiento de rocas procedentes del manto (peridotitas) (Boillot y Malod, 1988). Desde el Cretácico superior al Eoceno superior la apertura del fondo oceánico dio lugar a la rotación en sentido antihorario de la Placa Ibérica con respecto a la Euroasiática dando lugar a la formación del Golfo de Vizcaya. Finalmente la convergencia de Iberia hacia el

norte durante el Cenozoico, debido al empuje de la Placa Africana al sur, dio lugar a la colisión de las placas Ibérica y Euroasiática dando lugar a la formación del Orógeno Pirenaico y a la Fosa Marginal Nor-Ibérica en el límite de placas. De ese modo, la zona occidental del margen continental de Galicia presenta características propias de un margen de tipo pasivo no volcánico (Fig. 1.24), resultado de movimientos de distensión relacionados con procesos de *rifting*, mientras que la zona más septentrional y el Margen Cantábrico se caracteriza por presentar rasgos propios de un margen activo, resultado de movimientos compresionales responsables del levantamiento de los Pirineos.

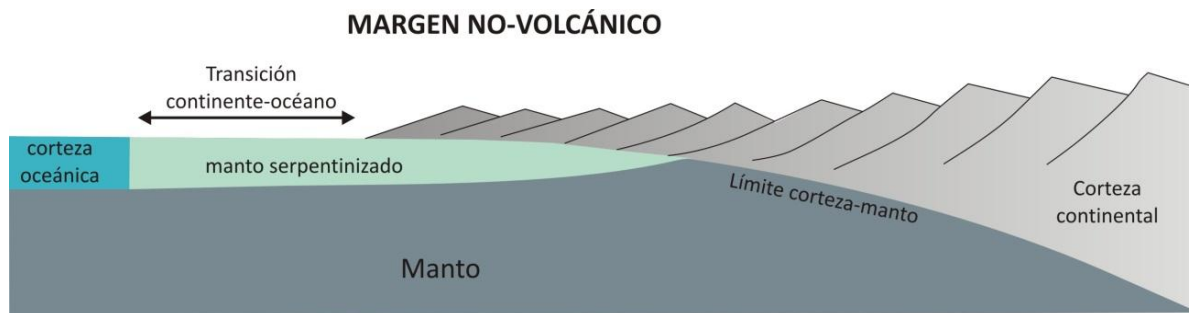


Figura 1.24. Esquema sintético de un margen de tipo pasivo no-volcánico (Ruppel, 1995)

La estructura del sector occidental del Margen de Galicia se caracteriza fundamentalmente por la presencia de fallas normales listricas con dirección NNO-SSE, que dan lugar a la compartimentación del margen en bloques estrechos y elongados de basamento continental, basculados con dirección norte e inclinadas hacia el este (Mauffret *et al.*, 1978; Groupe Galice, 1979; Boillot, 1986). Estas fallas NNO-SSE se encuentran segmentadas por fallas de dirección NE-SO al oeste del margen, mientras que en la zona septentrional el margen se encuentra controlado por fallas hercínicas de dirección NO-SE intersectadas por fallas NE-SO así como E-O, resultado de la subducción de la corteza oceánica bajo la continental (Boillot *et al.*, 1974; Arthaud y Matte, 1975; Sibuet *et al.*, 1987) (Fig. 1.25). Las fallas normales listricas, se hunden hacia el oeste y presentan gran continuidad, más de 50 km, según una dirección N-S. Bajo estos bloques es posible identificar un reflector de gran amplitud al que se ha denominado “reflector S” (Reston, 1996; Reston *et al.*, 1996). Este reflector se localiza en el basamento del Margen Profundo de Galicia a una profundidad que varía entre 1,6 y 0,6 ms TD (Mauffret y Montadert, 1987) y desaparece hacia el oeste en el techo de la dorsal peridotítica y no ha vuelto a ser identificado más allá de ésta. Ha sido interpretado como un límite dúctil-frágil dentro de la corteza continental (De Charpal *et al.*, 1978) y representaría el contacto entre el basamento continental y la peridotita serpentinizada (Boillot *et al.*, 1995). De este modo se explicaría el alto contraste de impedancia acústica que se observa en los perfiles sísmicos, así como la probable naturaleza tectónica del reflector S. de este modo la existencia de serpentina bajo los bloques de basamento explicaría el basculamiento y fracturación de los mismos, ya que ambos procesos requieren de un nivel de despegue.

La compartimentación del Margen de Galicia en bloques da lugar a la formación de depresiones y altos estructurales que caracterizan la fisiografía de la zona y que ya ha sido descrita en el apartado 1.3.1. Las unidades fisiográficas pueden ser agrupadas tres grandes

dominios que presentan diferente configuración estructural y registro sedimentario: las Zonas de Cuencas y Semicuencas, constituidas por las unidades fisiográficas de la Cuenca Interior y el Dominio de Semicuencas (Vázquez *et al.*, 2008); las Zonas de Bancos Estructurales, donde quedan incluidas las unidades fisiográficas de la Zona Transicional y del Banco de Galicia (Vázquez *et al.*, 2008); y la Zona de las Plataforma Marginales.

Las Zonas de Cuencas y Semicuencas están delimitadas por fallas según dos direcciones preferentes, NNO-SSE y NO-SE y, en segundo lugar, por fallas transformantes de dirección NE-SO a ENE-OSO (Murillas *et al.*, 1990) (Fig. 1.25). Esta dirección NE-SO está relacionada con el primer periodo expansivo del margen durante el Valanginiense. Posteriormente, estas fallas fueron reactivadas como fallas normales durante el periodo comprendido entre el Hauteriviense y Aptiense (Murillas *et al.*, 1990).

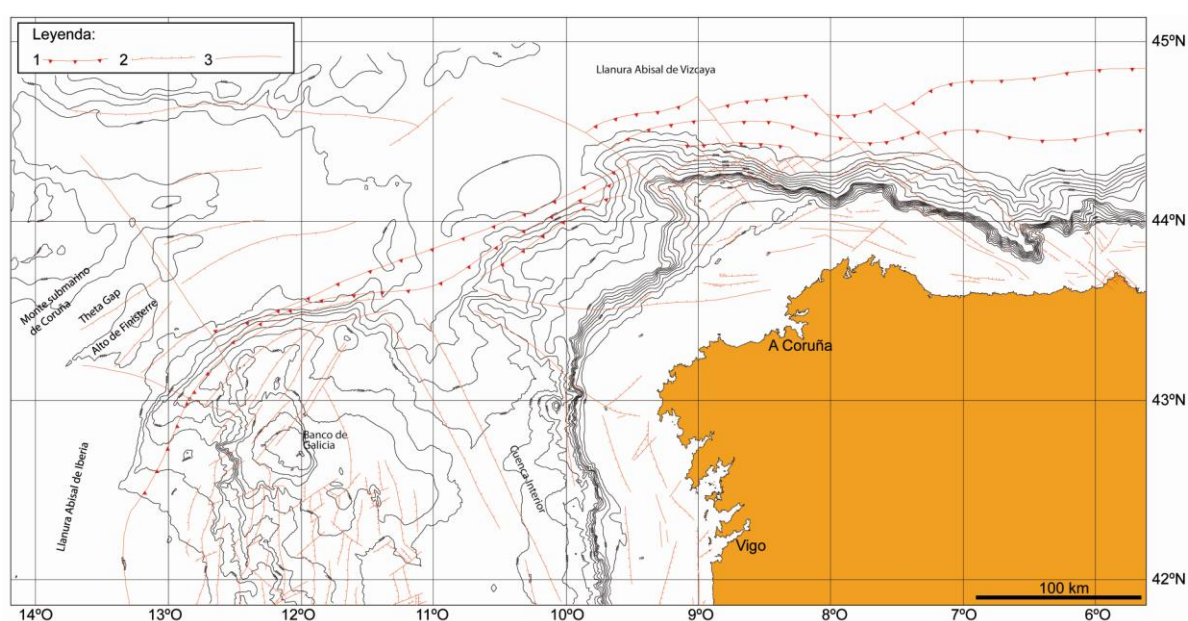


Figura 1.25. Mapa de estructuras tectónicas del Margen Continental de Galicia extraído del Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2014). Leyenda: 1: Cabalgamiento; 2: Falla Normal; 3: Falla Direccional; 4: Dorsal Peridotítica.

La Zona de Bancos Estructurales está formada por una serie de *horst* dispuestos según una dirección NNO-SSE. Diferentes autores consideran estas estructuras como originadas durante el Mesozoico que fueron reactivados y levantados por movimientos compresionales durante el Cenozoico (Boillot *et al.*, 1979; Mougénou, 1988). Estos bancos se encuentran cruzados por fallas de dirección NE-SO y ENE-OSO (Murillas *et al.*, 1990).

El desarrollo de las plataformas marginales de Castro, Pardo Bazán y Ortegal estaría relacionado con procesos tectónicos durante la apertura y expansión del océano Atlántico. El origen de estas plataformas se relaciona con fallas normales de dirección NE-SO que han favorecido el hundimiento progresivo del margen continental hacia la cuenca (Maestro *et al.*, 2013).

Al oeste del Banco de Galicia se identifica en el basamento una dorsal formada por peridotita serpentinizada que constituye el límite entre corteza continental y corteza oceánica (Boillot *et al.*, 1980; Boillot *et al.*, 1987). Presenta una dirección N-S que se va haciendo NE-SO hacia el norte, bordeando el flanco oeste del Banco de Galicia (Fig. 1.25), y constituyendo la base del talud continental. La cresta de esta dorsal puede alcanzar los 3 km y una amplitud de hasta 12 km (Boillot y Malod, 1988). Mauffret y Montadert (1987) observaron que la morfología de la dorsal cambia desde presentar un relieve simétrico al sur, a un relieve asimétrico al norte. La dorsal peridotítica se ha visto afectada por numerosos eventos tanto estructurales como metamórficos que han sido estudiados por numerosos autores (Evans y Girardeau, 1988; Girardeau *et al.*, 1988; Kornprobst y Tabit, 1988; Evans y Baltuck, 1988) y que han determinado una sucesión de fases donde la peridotita ha ido ascendiendo desde el manto hasta la superficie, en el eje de un *rift* continental completamente desarrollado, sufriendo procesos de serpentinización y fracturación de la roca (Boillot y Malod, 1988). Las dataciones derivadas de los análisis de  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  dan a estos materiales una edad de 122 Ma, que corresponderían a los últimos estadios de *rifting* del Margen de Galicia (Féraud *et al.*, 1988).

El sector noroeste y norte de Margen de Galicia y el Margen Cantábrico se caracteriza por la existencia de fallas inversas de dirección NE-SO en el sector más occidental, pasan a tener una orientación E-O hacia el este. Esta directriz caracteriza la orientación del Margen Cantábrico. Estos cabalgamientos son el reflejo de la subducción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya bajo la corteza continental del Margen Ibérico durante el Oligoceno-Mioceno inferior. Este proceso de subducción ha generado una banda de deformación que bordea el talud continental con pliegues y cabalgamientos, con una geometría similar a los prismas de acreción tectónica, y que ha sido descrita como tal en otras secciones de este margen (Álvarez Marrón *et al.*, 1996, 1997; Gallastegui *et al.*, 2002). Esta banda de deformación se extiende en algunas zonas hasta unos 50-90 km al norte del talud, casi hasta el centro del golfo, donde pasa a una secuencia indeformada con una geometría de cuña muy marcada, donde las capas se adelgazan muy rápidamente hacia el norte situándose en *onlap* sobre la secuencia pretectónica (Fig. 1.25). El frente cabalgante es segmentado y trasladado por la reactivación bajo un campo compresivo de dirección N-S, de fallas direccionales de orientación NO-SE y NO-SE, que se desarrollaron durante los procesos tectónico tardivariscos (Arthaud y Matte, 1975). Una de las fallas transcurrentes más importantes en este sector es la Falla de Ventaniella, cuya prolongación en el margen continental controla la localización del Cañón de Avilés (Fig. 1.25).

Aunque en la actualidad es considerado un margen pasivo, la actividad tectónica continúa hasta nuestro días como pone de manifiesto la elevación episódica de las rasas costeras (Flor, 1983; Mary, 1983; Álvarez-Marrón *et al.*, 2008) y la presencia de fallas inversas en los materiales cuaternarios situados sobre las rasas (Gutierrez-Claverol *et al.*, 2006).

#### 1.3.4. Evolución geodinámica y sedimentaria

La morfología, estructura y secuencia sedimentaria del noroeste de Iberia es fundamentalmente debida a su evolución tectónica, caracterizada por varios episodios extensionales y compresivos durante el Mesozoico y Cenozoico.

Durante el Mesozoico tuvieron lugar diversas etapas de extensión de la corteza continental del margen (Fig. 1.26.A). El principal episodio expansivo tuvo lugar entre el Berriasiense y Aptiense superior, cuyo resultado fue el desarrollo de fallas normales y bloques basculados, así como el emplazamiento de rocas peridotíticas desde el manto superior (Boillot y Malod, 1988) (Fig. 1.26.B). Posteriormente, la apertura del fondo oceánico dio lugar a la rotación en sentido antihorario de la Placa Ibérica con respecto a la Placa Euroasiática dando lugar a la formación del Golfo de Vizcaya (Le Pichon *et al.*, 1971a; Olivet *et al.*, 1984). Este margen se comportó como un margen pasivo hasta el comienzo del Cenozoico donde se convirtió en un margen activo (Grimaud *et al.*, 1982). Durante el Cretácico superior-Eoceno superior la convergencia de Iberia hacia el norte, debido al empuje de la Placa Africana al sur, dio lugar a la colisión de las placas Ibérica y Euroasiática provocando la formación del Orógeno Pirenaico y la Fosa Marginal Nor-Ibérica en el límite de placas (Olivet *et al.*, 1984; Srivastava y Tapscott, 1986) (Fig. 1.26.D).

##### 1.3.4.1 Mesozoico

Durante el Mesozoico se producen dos episodios extensionales que han afectado a la evolución de los márgenes continentales del Atlántico Norte, durante el Triásico superior-Jurásico inferior y Jurásico superior-Cretácico inferior (Masson y Miles, 1984) (Figs 1.26.A y B). En el margen occidental de la Península Ibérica estos dos episodios han quedado claramente registrados en la Cuenca Lusitana (Wilson *et al.*, 1990), mientras que las fallas extensionales identificadas en el margen profundo de Galicia, en la parte suroccidental del Banco de Galicia, tienen su origen en el Cretácico inferior (Boillot *et al.*, 1987).

##### 1.3.4.1.1. Triásico-Jurásico superior

Durante este intervalo de tiempo no hay evidencias de una etapa de extensional en el Margen de Galicia, aunque si se han identificado ciertos rasgos estructurales, como procesos diapíricos en la Cuenca Interior que han hecho que algunos autores la consideren la extensión hacia el norte de la Cuenca Lusitana (Boillot *et al.*, 1979; Montenat *et al.*, 1988), originada por los procesos de *rifting* durante este periodo (Wilson, 1979; Wilson *et al.*, 1990). Durante el Oxfordiense-Kimmerdigiense tiene lugar un importante episodio extensional que afecta a la Cuenca Lusitana (Wilson, 1979; Guery *et al.*, 1986) (Fig. 1.26.A) que da lugar a la acumulación de una importante serie sintectónica en este sector (Wilson *et al.*, 1990).

Se han identificado en el sector suroccidental del Banco de Galicia un nivel rico en óxidos de hierro que revela un periodo durante el Jurásico superior en el que tuvo lugar una emersión



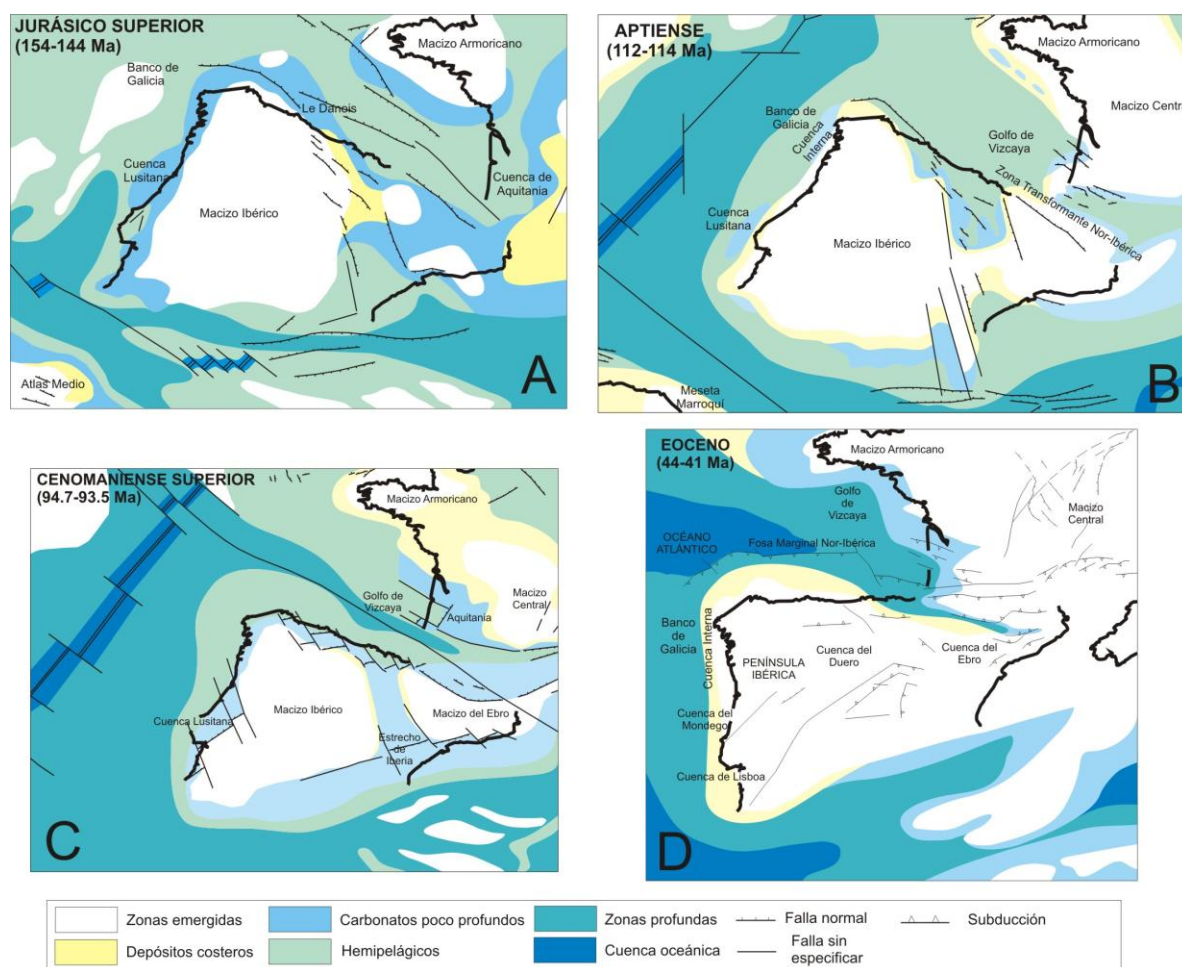


Figura 1.26. Esquemas de la evolución tectónica de la Península Ibérica durante A) el Jurásico superior; B) el Aptiense-Albiense (Cretácico inferior); C) el Cenomaniense (Cretácico Superior); y D) el Eoceno. Modificado de Decourt et al., 2000.

local de esta zona del margen (Comas et al., 1988) (Fig. 1.26.A). Esta etapa de somerización es anterior al depósito de una secuencia sedimentaria de calizas de ambiente somero de edad Titoniense-Berriasiense (Duplèble et al., 1987; Comas et al., 1988; Jansa et al., 1988; Moullade et al., 1988).

#### 1.3.4.1.2. Jurásico superior-Cretácico inferior

Durante el Berriasiense-Valanginiense la expansión del fondo oceánico del Atlántico Norte migra hacia el norte, detectándose los primeros estadios extensionales en el Margen de Galicia. Este evento tectónico es el responsable de la configuración actual de la Cuenca Interior (Murillas et al., 1990) (Fig. 1.26.B). Durante este intervalo de tiempo se produce el depósito de margas y margocalizas con calpionellas, nanofósiles y foraminíferos bentónicos indicativos de un ámbito de plataforma externa o epibatial, testificando la rápida subsidencia de la plataforma carbonática titónica precedente (Comas et al., 1986).

En el intervalo de tiempo del Hauteriviense-Aptiense el margen sufre un importante episodio de fracturación que provoca una acentuación en la inclinación de los bloques en dirección N-S (Murillas *et al.*, 1990). Como respuesta a estos procesos tectónicos tiene lugar el depósito de materiales turbidíticos siliciclásticos, constituidos por alternancia de areniscas, arenas y arcillas ricas en restos de plantas (Comas *et al.*, 1986). El cambio en la dirección de algunas estructuras durante este periodo, que pasan de una dirección NE-SO a NO-SE, puede explicarse según Boillot *et al.* (1995) por el cambio del movimiento relativo de Iberia con respecto a la Placa Norte-América.

Finalmente, durante el Aptiense-Albiense comienzan las primeras fases de expansión del fondo oceánico en este sector del Atlántico Norte, con el inicio de la acreción oceánica, que separa Iberia de Norteamérica y queda configurado el margen pasivo (Montadert *et al.*, 1979) (Fig. 1.26.B). El comienzo de este estadio se registra en los perfiles sísmicos por un prominente reflector y por la existencia de discordancias locales (*breakup unconformity*) (Comas *et al.*, 1986; Murillas *et al.*, 1990). Durante esta etapa tuvo lugar un intenso aporte sedimentario en el margen constituido por calizas arcillosas bioturbadas, margas laminadas y arcillas oscuras, incluyendo lechos turbidíticos finos y niveles de *slump* y *debris flow*. Estos materiales son depósitos acumulados en aguas profundas, probablemente bajo el nivel de compensación de la calcita (Comas *et al.*, 1986). Sobre esta secuencia se depositan unas margas negras (*black shales*) de edad Albiense (Boillot y Malod, 1988). El elevado aporte sedimentario que se observa durante este periodo es consecuencia del comienzo de una subsidencia regional del margen (Rehault y Mauffret, 1979).

Desde ese momento, la Placa Ibérica se movió independientemente del resto de Europa con un sentido antihorario hacia el sudeste, arrastrada por África en su movimiento hacia el este (Malod y Mauffret, 1990). Este movimiento antihorario produjo la apertura del Golfo de Vizcaya y la generación de corteza oceánica en su fondo, con la separación de los márgenes continentales Cantábrico (Iberia) y Armoricano (Eurasia) (Fig. 1.26.B). Ambos se comportan como márgenes pasivos, mientras que las regiones Vasca y Pirenaica están sometidas a un régimen de desgarre a lo largo de la Zona de Transformante Noribérica (Boillot y Malod, 1988) y los Pirineos orientales a compresión. La apertura del Golfo de Vizcaya es diacrónica y se produce de oeste a este. En su parte occidental es poco posterior a la anomalía M0 (Aptiense inferior), en la parte central la apertura es Aptiense superior (Montadert *et al.*, 1979; Derégnaucourt y Boillot, 1982; Malod *et al.*, 1982) y en el sector oriental es Albiense inferior (Malod y Mauffret, 1990). Sibuet y Collete (1991) estiman el valor de la rotación de la anomalía M0 hasta 34°, lo cual está de acuerdo con los datos paleomagnéticos que dan una rotación de 35°-40° desde el Pérmico (Van der Voo y Zijdeveld, 1971). Durante esta etapa el Margen Cantábrico se estructuró en fosas y semifosas producidas por el basculamiento de bloques corticales decakilométricos a lo largo de fallas listricas donde se depositaron materiales calcáreos y dolomíticos de plataforma en estrechas fosas, que finalmente, a medida que iba progresando la profundización de la cuenca, eran fosilizados por turbiditas arcillosas, areniscas y calizas del Aptiense-Cenomaniense (Derégnaucourt y Boillot, 1982).



#### 1.3.4.1.3. Cretácico superior

Durante el Cretácico superior progresan los procesos de expansión en el Margen de Galicia, situándose el fondo oceánico por debajo del nivel de compensación de la calcita, por lo que se mantiene el depósito de facies arcillosas pobres en carbonatos, con niveles ricos en materia orgánica y esporádicas turbiditas distales (Comas *et al.*, 1986). La sedimentación en esta zona fue escasa, lenta o condensada (Comas *et al.*, 1986).

La expansión oceánica en el Golfo de Vizcaya terminó al comienzo del Campaniense a medida que la dorsal Centro-Atlántica progresaba hacia el norte provocando la separación de Groenlandia y la Península de Labrador (Ziegler, 1989) (Fig. 1.26.C). El cese de apertura se produjo hace casi 80 Ma, entre la anomalía 31 (Roest y Srivastava, 1991) o la anomalía 33 (Sibuet y Collete, 1991, 1993), y parece estar relacionado con la anexión de las placas de África e Iberia, en algún momento antes de la anomalía 34 (84 Ma), y el movimiento de África hacia el norte que da fin al régimen distensivo Mesozoico en Iberia. Durante el Cretácico superior predominan en el Margen Cantábrico depósitos de arcillas, margas y calizas pelágicas (Derégnaucourt y Boillot, 1982)

#### 1.3.4.2. Cenozoico

La colisión de las placas Iberica y Euroasiática originó el paso de un margen pasivo a un margen de tipo activo con la subducción de la litosfera oceánica del Golfo de Vizcaya bajo el margen Nor-Ibérico (Boillot y Malod, 1988). Como resultado el margen noroccidental de la Península Ibérica se vio fuertemente afectado por varias etapas de deformación (Sibuet y Le Pichon, 1971; Grimaud *et al.*, 1982; Boillot y Malod, 1988), dando lugar a la formación del Orogéno Pirenaico y la Fosa Marginal Nor-Ibérica en el límite de placas (Boillot y Malod, 1988).

##### 1.3.4.2.1. Paleógeno

En el sector occidental del Margen de Galicia se han identificado evidencias de la compresión relacionada con el desplazamiento de Iberia hacia el norte durante el Paleoceno-Eoceno, que dio lugar a una reactivación generalizada de las estructuras del margen, provocando el levantamiento de antiguos altos del basamento, como el Banco de Galicia, y acentuando las zonas deprimidas, como la Cuenca Interior, que caracterizan actualmente la fisiografía de este margen (Boillot *et al.*, 1979; Mougenot *et al.*, 1984) (Fig. 1.17.D). Además, en los perfiles sísmicos existentes de este sector se ha observado la existencia de fallas y pliegues de elevada amplitud que se encuentran deformando la cobertera sedimentaria (Murillas *et al.*, 1990). Como resultado de esta actividad tectónica se produjo un aumento de aporte sedimentario de origen detrítico al margen (Rehault y Mauffret, 1979).

En el Margen Cantábrico, el sector septentrional de la Fosa Marginal Nor-Ibérica quedó oculto bajo una secuencia de materiales de esta edad depositados durante el proceso de subducción de la litosfera (Derégnaucourt y Boillot, 1982a y b). Mientras, el sector meridional, a lo largo del talud al norte del margen, se caracteriza por una franja de sedimentos deformados, afectados

por fallas y pliegues de gran amplitud, de edad pre-Oligoceno (Montadert *et al.*, 1971), que se ha interpretado como el prisma de acreción tectónica de un margen activo (Boillot y Malod, 1988) (Fig. 1.26.D).

#### 1.3.4.2.2. Neógeno-Cuaternario

Durante el Mioceno, tuvieron lugar eventos tectónicos de menor intensidad, como la reactivación de fallas preexistentes. Muchos autores (Groupe Galice, 1979; Mauffret y Montadert, 1987; Mougenot, 1988) han propuesto diferentes etapas de deformación del margen durante este periodo. Los datos sísmicos existentes ofrecen información acerca de la actividad tectónica que ha tenido lugar en el margen a lo largo de este periodo, sin embargo, resulta difícil precisar la edad (Murillas *et al.*, 1990). Se observan fallas y pliegues que afectan a la cobertura sedimentaria más reciente lo que revela que la actividad tectónica ha perdurado hasta épocas recientes.

La sedimentación está controlada, principalmente, por las corrientes oceánicas cuya acción se intensifica a lo largo del talud continental del margen (Groupe Galice, 1979). Esto da lugar al depósito de material turbidítico y *debris flow* durante el Pleistoceno sobre los que se apoyan depósitos pelágicos y hemipelágicos del Holoceno (Ercilla *et al.*, 2004; Alonso *et al.*, 2008; Hernández-Molina *et al.*, 2008b).

#### 1.3.5. Sismicidad

El noroeste de la Península Ibérica presenta en la actualidad una sismicidad baja a moderada en el contexto sismotectónico general de la región euromediterránea. Los sismos se distribuyen fundamentalmente a lo largo de estructuras de orientación NE-SO y NO-SE (Giner *et al.*, 1999; López-Fernández *et al.*, 2002) (Fig. 1.27). Entre las zonas donde los eventos sísmicos se alinean según una dirección NE-SO caben destacar (López-Fernández *et al.*, 2002): 1) en la provincia de Lugo, en concreto en el área delimitada por las localidades de Sarria, Becerrá y Triacastela. La mayoría de los hipocentros se localizan a menos de 10 km de profundidad, y la magnitud oscila entre 2-3 (Fig. 1.27); y 2) en torno a la Falla de Ventaniella, con varios focos en el Cañón de Avilés, la zona de Tarna, Riaño y al norte del Cabo Vidio (Fig. 1.27). Son sismos localizados entre los 10 y 20 km de profundidad y con magnitudes que alcanzan valores superiores a 3 en el Cañón de Avilés y entre 1,8 y 3 en el sector más meridional (Fig. 1.27). Los eventos sísmicos que se alinean en dirección NO-SE se localizan fundamentalmente al norte de Estaca de Bares y el Cabo Ortegal, donde se han determinado un destacable número de sismos cuyo foco se sitúa en torno a los 15 km de profundidad, y con magnitudes siempre superiores a 3 (Fig. 1.27) (López-Fernández *et al.*, 2002). A partir del análisis de los mecanismos focales de los terremotos se ha conseguido establecer las características del tensor de esfuerzos activo, así como las orientaciones de las fallas que es capaz de activar, indicando la continuidad del proceso de deformación hasta el presente, con una dirección de esfuerzo máximo NO-SE (Ribeiro *et al.*, 1996; Herraiz *et al.*, 2000; González-Casado y Giner, 2000) (Fig. 1.28).

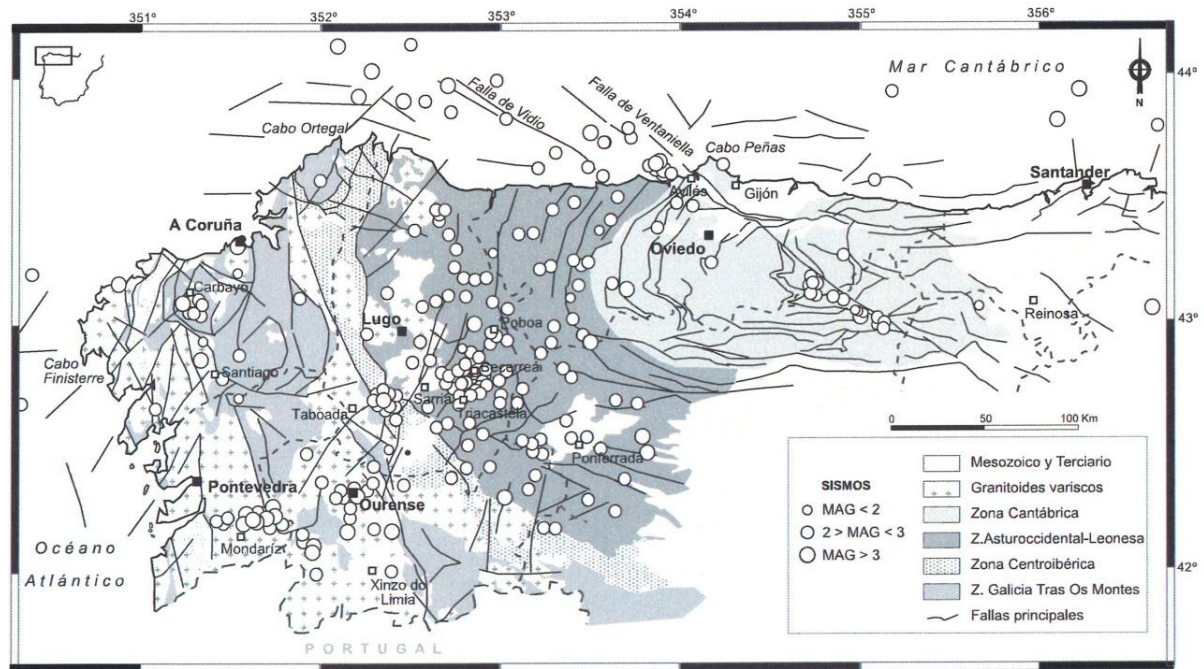


Figura 1.27. Actividad sísmica registrada en el noroeste peninsular entre los años 1999-2002 y lineaciones tectónicas más relevantes. Extraído de López-Fernández et al. (2004).

López-Fernández et al. (2008) propone una zonación sismotectónica del NO peninsular, identificando cinco grandes dominios (Fig. 1.29):

- El *Dominio I* comprende la parte meridional de Galicia y N de Portugal y correspondiente zona de la plataforma. La estructura cortical mantiene una estructura varisca con un espesor medio aproximado de 32 km. Se caracteriza por la presencia de importantes sistemas de fallas recientes con orientación NNE-SSO y N-S, que además cobijan diversas cuencas terciarias (Fig. 1.27). La sismicidad de baja magnitud y marcadamente superficial se asocia a estas estructuras con orientación preferente N-S y NNE-SSO, con un predominio de los movimientos de tipo inverso-direccionales.
- El *Dominio II* incluye el extremo NO de Galicia. La estructura cortical mantiene unas características variscas, con un espesor medio de 26-30 km. Estructuralmente, destaca la presencia de fallas recientes NO-SE (N110-140) así como de otros sistemas de estructuras de menor entidad en dirección NE-SO (Fig. 1.27). Asociadas a ambos sistemas también aparecen numerosas cuencas cenozoicas de diferente entidad (Villalba, As Pontes, etc.). La sismicidad dentro de este dominio asociada a las estructuras NO-SE es reducida en número de eventos, si bien han sido catalogados instrumentalmente dos terremotos de magnitud superior a 4 (Fig. 1.27).
- El *Dominio III* abarca el cuadrante sureste de Galicia, el suroccidente asturiano y extremo noroeste de León. La estructura cortical del mismo es típicamente varisca, con 30-34 km de espesor. Este dominio representa la zona de transición entre dos patrones estructurales diferentes: las estructuras N-S y NNE-SSO que se prolongan desde el norte de Portugal

dan paso a las fallas y cabalgamientos recientes con orientación NE-SO y E-O, más características del sector cantábrico (Fig. 1.27). La mayor parte de la sismicidad actual del noroeste peninsular se concentra en este dominio, principalmente generada en el foco situado al suroeste de Becerreá (Lugo). En general, la actividad es muy superficial (< 10-12 km) y de baja a moderada magnitud. Las estructuras con orientación NNE-SSO y su intersección con las NE-SO y E-O son las que controlan principalmente la distribución de la sismicidad.

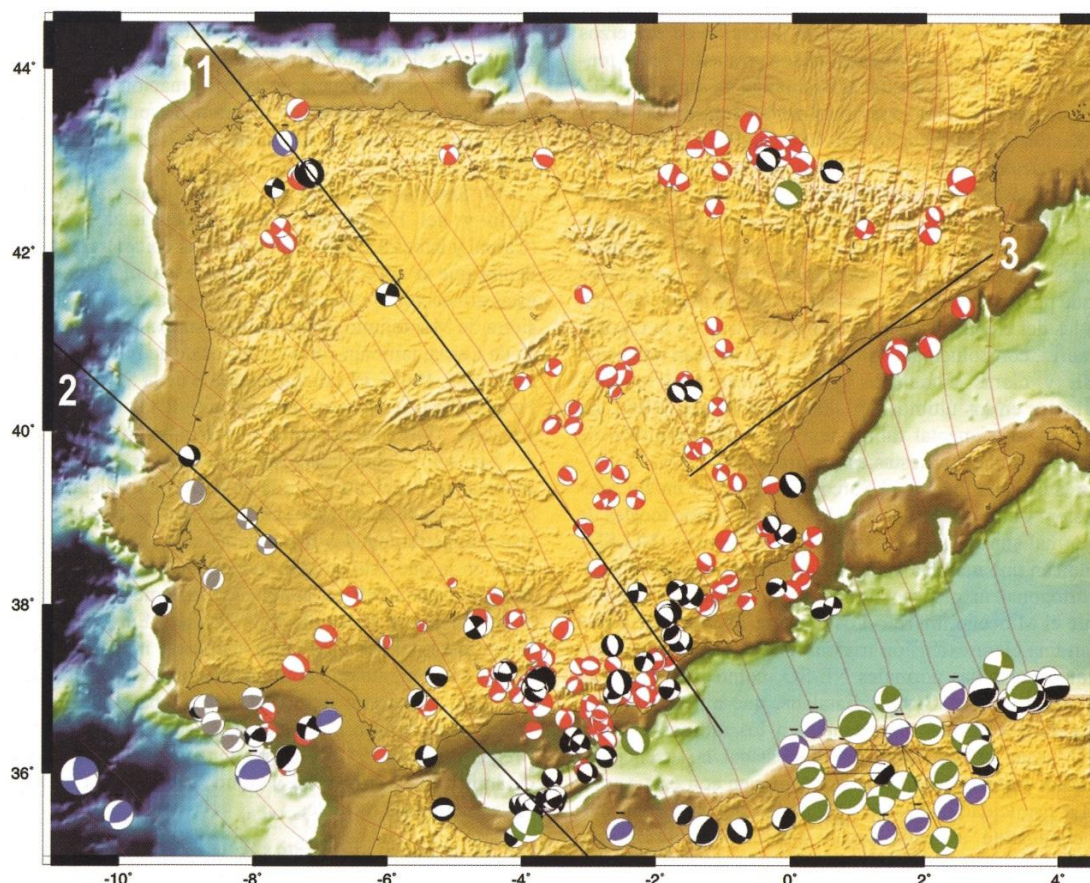


Figura 1.28. Mecanismos focales y trayectoria del máximo esfuerzo horizontal calculado a partir del método de inversión de esfuerzos. Modificada de De Vicente et al., 2004.

- El Dominio IV se extiende por el margen cantábrico. La estructura cortical es marcadamente alpina y se caracteriza por un fuerte engrosamiento (hasta 46-48 km) a la altura de la Cordillera Cantábrica y en la parte oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica. La sismicidad aparece esencialmente relacionada con las estructuras recientes NO-SE en la plataforma, mientras que en tierra parece estar controlada por el rejuego de estructuras variscas previas (reapretamiento de pliegues, activación de estructuras E-O, etc.) (Fig. 1.27). Hacia el oeste de la Falla de Ventaniella se produce una marcada disminución de la actividad, mínima al sur del dominio (borde septentrional de la Cuenca del Duero) (Fig. 1.27). La profundidad de los focos alcanza los 20 km, lo que indica la existencia de fracturas que afectan a una parte importante de la corteza. Los mecanismos focales indican régimen compresivo general resuelto mediante movimientos actuales que oscilan entre una componente mayoritaria de desgarre e inversa.



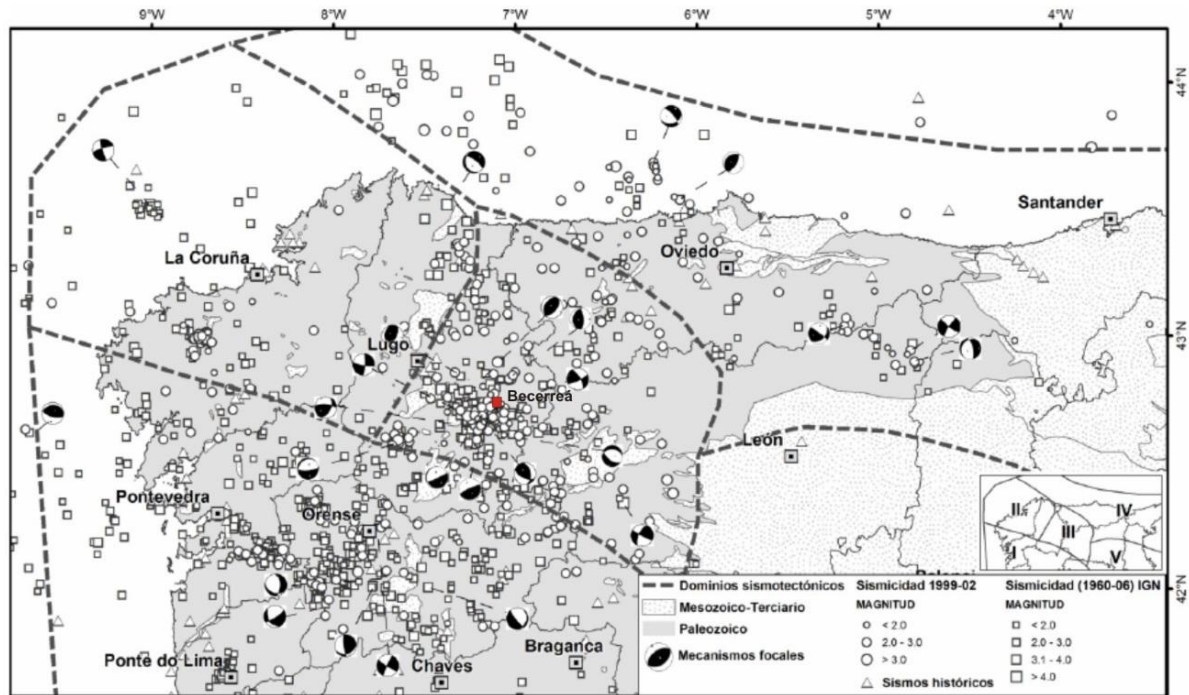


Figura 1.29. Zonación sismotectónica del NO de la Península Ibérica. Mecanismos focales tomados de Herraiz et al. (2000), Rueda y Mezcua (2001) y de López-Fernández et al. (2004). Extraído de López-Fernández et al. (2008).

- El *Dominio V* comprende el sector noroeste de la Cuenca del Duero quedando abierto hacia las zonas oriental y meridional. Su estructura cortical muestra una signatura típicamente varisca. Se trata de un dominio prácticamente asísmico, que únicamente muestra actividad en sus bordes, probablemente relacionada con estructuras alpinas con orientación E-O en el borde sur de la Cordillera Cantábrica y NNE-SSO en el límite occidental del dominio (Fig. 1.27).

Teniendo en cuenta la geometría, orientación, cinemática y longitud de las fallas que potencialmente se puede reactivar bajo el campo de esfuerzos actual y pueden generar un sismo, Martín-González *et al.* (2010) realiza una primera aproximación de las magnitudes máximas esperables siguiendo las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994). Según estas, la magnitud máxima para las fallas de desgarre de dirección NE-SO estaría entre 6,2-6,8, las fallas NO-SE, que actuarían como normales, presentarían una magnitud máxima de 6,3, y por último, los cabalgamientos de dirección NE-SO producirían eventos sísmicos con magnitudes máximas de 6,1.

#### 1.4. LA SEDIMENTACIÓN CLÁSTICA MARINA PROFUNDA

Los sedimentos clásticos marinos profundos presentan una amplia distribución en las actuales cuencas oceánicas. El conocimiento de los medios profundos ha sido importante, no sólo para la localización de recursos, sino para una mayor comprensión del medio marino como un medio dinámico en el que una gran cantidad de procesos están interrelacionados. La sedimentación marina profunda está producida por la acción combinada de procesos

transversales descendentes por el talud (*downslope*) así como por la acción de procesos longitudinales al talud (*alongslope*) relacionados con las corrientes de fondo (Pickering *et al.*, 1989; Faugères *et al.*, 1999).

#### 1.4.1. Inestabilidades submarinas

A lo largo de los márgenes continentales tienen lugar fenómenos de inestabilidad sedimentaria presentando tamaños que varían desde pocos metros a varios kilómetros, aunque es el talud continental el que concentra el mayor número de estas inestabilidades debido a que en esta zona la pendiente es mayor y, por tanto, la fuerza de la gravedad va a ejercer un papel más significativo. Estas inestabilidades submarinas van a condicionar tanto la morfología como la estratigrafía de los fondos marinos ya que intervienen en el transporte de sedimentos desde las zonas someras hasta las zonas profundas, con la gravedad como principal mecanismo de transporte (Casas, 2005).

Son muchos los factores que se han identificado como precursores de las inestabilidades sedimentarias submarinas, los más importantes son: altas tasas de sedimentación; presencia de gas o hidratos de gas en el sedimento; erosión; actividad tectónica; terremotos; olas de tormenta; actividad volcánica y la actividad antrópica (Casas *et al.*, 2015). De manera que será necesaria la integración de numerosos datos para tener un conocimiento global de estos movimientos en masa.

Las inestabilidades submarinas son muy abundantes en todos los márgenes de ibéricos (Baraza *et al.*, 1990; 1992; Casas *et al.*, 2003b; Droz *et al.*, 2006; Urgeles *et al.*, 2006; Lastras *et al.*, 2007; Camerlengi *et al.*, 2009; Alonso *et al.*, 2014; entre otros). Recientemente, Casas *et al.* (2015) han llevado a cabo una recopilación de estas inestabilidades existentes alrededor de Iberia, donde la mayoría han sido genéricamente identificados como depósitos de transporte de masa, aunque flujos de derrubios y deslizamientos son muy comunes.

Existe una relación importante entre la actividad tectónica y las inestabilidades submarinas principalmente en el margen Atlántico (Casas *et al.*, 2015). En otras áreas de Iberia, donde la actividad tectónica no tiene un papel tan importante, las inestabilidades estarán determinadas por otros factores como la compactación diferencial, altas tasas de sedimentación o presencia de gas libre en los sedimentos. También se han observado procesos de inestabilidad asociados a sistemas deposicionales contorníticos, relacionados tanto a los procesos erosivos producidos por las corrientes de fondo como a la configuración y características de los depósitos (Larberg y Camerlengi, 2008).

Existen diferentes tipos de inestabilidades sedimentarias (Locat y Lee, 2000). Las clasificaciones de éstas se hacen teniendo en cuenta el comportamiento del flujo, el comportamiento mecánico (reología), la concentración o cambio longitudinal de los depósitos (Mulder, 2011). Los términos movimiento en masa, transporte en masa, inestabilidad sedimentaria o proceso gravitacional se consideran sinónimos e incluyen indistintamente todos los tipos existentes. De entre los diferentes tipos de movimientos de masa submarinos existentes, los deslizamientos, coladas de derrubios y las corrientes de turbidez son quizás los más abundantes y los que

transportan volúmenes importantes de sedimento hacia las zonas más profundas de los océanos (Masson *et al.*, 1996).

Los deslizamientos se definen como el movimiento de un cuerpo sobre una superficie basal de rotura, del que resulta grandes bloques de material coherente, con una deformación interna que puede variar de nula a significativa (Casas, 2005) (Tabla 1.1). Las coladas de derrubios se definen como el movimiento de sólidos granulares, a veces mezclados con pequeñas cantidades de agua, en zonas de pendientes bajas, donde el flujo es predominantemente laminar, aunque es necesaria una mezcla interna para que se produzca la estructura caótica observada en la mayoría de eventos (Casas, 2005) (Tabla 1.1). Otro de los más importantes fenómenos gravitacionales observados en los fondos marinos son los flujos turbidíticos. Estos flujos se definen como el movimiento de sedimentos donde las partículas se mantienen en suspensión debido a un flujo turbulento (Casas *et al.*, 2015) (Tabla 1.1).

Depósitos gravitacionales		Mecanismo de transporte	Estructura sedimentaria	Características sísmicas
Movimientos en masa	<i>Slides</i> Deslizamientos Traslacionales	Movimiento sobre una superficie basal de rotura con poca o nula deformación interna.	Estratificación continua	Los depósitos muestran una ligera deformación interna. Se mantiene la estratificación preexistente.
	<i>Slumps</i> Deslizamientos Rotacionales	Rotación a lo largo de la superficie de rotura.	Deformación plástica. Pliegues, bloques rotacionales.	Estructura caótica. Contactos irregulares de las capas.
	Coladas de derrubios	Presenta un componente de deslizamiento y otro de rotación. Flujo laminar.	Cuerpo masivo con algunos bloques en las zonas superiores del flujo. <i>Hummocky</i> en la superficie.	Facies de morfología convexa y baja amplitud o, incluso, transparentes. Reflectores hiperbolados.
Flujo Turbidítico	Turbiditas	Dominado por flujo turbulento	Configuración agradante, son los reflectores en onlap con respecto al límite inferior.	Lóbulos o reflectores con continuidad lateral.

Tabla 1.1. Inestabilidades sedimentarias más comunes en el medio marino y características de sus depósitos. Compilado de Moscardelli *et al.* (2008) y Casas *et al.* (2015).

Debido a la falta de información disponible en algunas partes de la zona de estudio, en este trabajo se ha simplificado la nomenclatura para estos procesos gravitacionales existiendo dos tipos, por transporte en masa y por flujo turbidítico (Tabla 1.1).

#### 1.4.2. Sistemas turbidíticos y canales medio-oceánicos

Los sistemas turbidíticos constituyen depósitos acumulados principalmente al pie de un cañón submarino y, por su volumen, representan las acumulaciones clásticas más importantes en los ambientes marinos profundos (Alonso y Ercilla, 2000). Además, representan áreas importantes para la acumulación de hidrocarburos, por lo que su exploración por parte de las compañías de hidrocarburos es importante. Desde que se descubrieron han sido estudiados en los márgenes

continentales a lo largo de todo el mundo (Menard 1955; Shepard y Dill, 1966; Nelson, 1976, 1980; Normark, 1978; Bellaiche *et al.*, 1983; Farre *et al.*, 1983; May *et al.*, 1983; Carson *et al.*, 1986; Alonso *et al.*, 1991; Bouma y Stone, 2000; Shanmugam, 2000; Stow y Johansson, 2000; Mutti *et al.*, 2009; Mulder, 2011). Para describir estas acumulaciones de sedimentos se han utilizado expresiones como *conos* o *abanicos submarinos* aunque, actualmente, la tendencia es utilizar el término de *sistemas turbidíticos* (Nelson y Kulm, 1973; Damuth y Kumar, 1975; Mutti y Normark, 1987, 1991; Normark *et al.*, 1993; Shanmugam, 2000, 2002; Mutti *et al.*, 2009; Mulder *et al.*, 2011; García *et al.*, 2015).

La acumulación de estos depósitos está relacionada con una fuente importante de aporte de sedimentos y con la ruptura de pendiente de un cañón submarino que frena el transporte sedimentario y da lugar al depósito del material en el ambiente distal del margen continental y en la cuenca (Alonso y Ercilla, 2000). En general, el origen y desarrollo de los sistemas turbidíticos se relaciona con corrientes turbidíticas y otros tipos de flujos gravitacionales (flujos de derrubios y flujos granulares) y deslizamientos en masa. Existen varias clasificaciones de los sistemas turbidíticos aunque las más utilizadas son aquellas basadas en el tamaño de grano y sistemas de área fuente, como la propuesta por Reading y Richards (1994), quienes llegan a establecer 12 clases agrupadas en tres categorías (Fig. 1.30).

Un sistema turbidítico está constituido, principalmente, por cinco elementos arquitectónicos: elementos erosivos de gran escala, canales y depósitos de canal, depósitos de desbordamiento y lóbulos (Fig. 1.30). Los elementos erosivos de gran escala comprenden cañones e inestabilidades gravitacionales, siendo los primeros los más representativos. Los cañones representan el área fuente interna de los sistemas turbidíticos y transfieren al sistema turbidítico material sedimentario de un amplio espectro granulométrico, que varía desde gravas y arenas hasta fangos. El transporte de estos sedimentos se efectúa principalmente mediante flujos gravitativos de alta densidad y energía. Los canales representan, dentro de un sistema turbidítico, los mayores y principales conductos de transporte de sedimento que son originados y/o mantenidos por flujos gravitativos, especialmente turbidíticos. Se desarrollan a partir de la desembocadura de los cañones y en sus sectores más proximales es donde se localizan los canales principales que alimentan al sistema, con dimensiones kilométricas y márgenes o diques bien desarrollados. A medida que evoluciona mar adentro, sus dimensiones disminuyen y se ramifican evolucionando a canales de carácter distributivo. El tipo de sedimento que transporta el canal constituye un factor importante en las características geométricas y en los atributos erosivos o deposicionales, y condiciona sus dimensiones, sinuosidades, desarrollo de diques y migraciones. A pesar de esta gran variabilidad textural que presenta el sedimento que circula por el canal, éste representa el área donde preferencialmente se deposita el material más grueso, predominando las arenas masivas limpias. Los depósitos de desbordamiento se desarrollan a ambos márgenes de los canales, y se forman por desbordamiento del material fino que viaja en suspensión en los flujos gravitativos que circulan por el canal. Estos procesos son más importantes en los canales proximales donde los diques están más desarrollados, y van perdiendo entidad aguas abajo, en los canales distributivos, donde la morfología del depósito de desbordamiento es prácticamente plana. En los sistemas turbidíticos modernos los depósitos de lóbulo se desarrollan inmediatamente después de canal o canales principales que alimentan



al sistema y en general la mayoría de ellos tienen canales distributarios sin diques o muy poco desarrollados en sus zonas proximales. Los lóbulos comparten dos características: forma lobular y baja topografía. Son áreas deposicionales de gran extensión en comparación con su bajo relieve. Los lóbulos son el elemento más prominente en un sistema turbidítico desde el punto de vista sedimentológico, porque representan el ambiente donde se depositan los sedimentos gruesos (arenas y limos) de mayor espesor y mayor extensión lateral. El dominio de transición entre el canal y lóbulo es importante para entender el ambiente deposicional y la distribución de sistemas turbidíticos así como la evolución de sus elementos arquitectónicos.

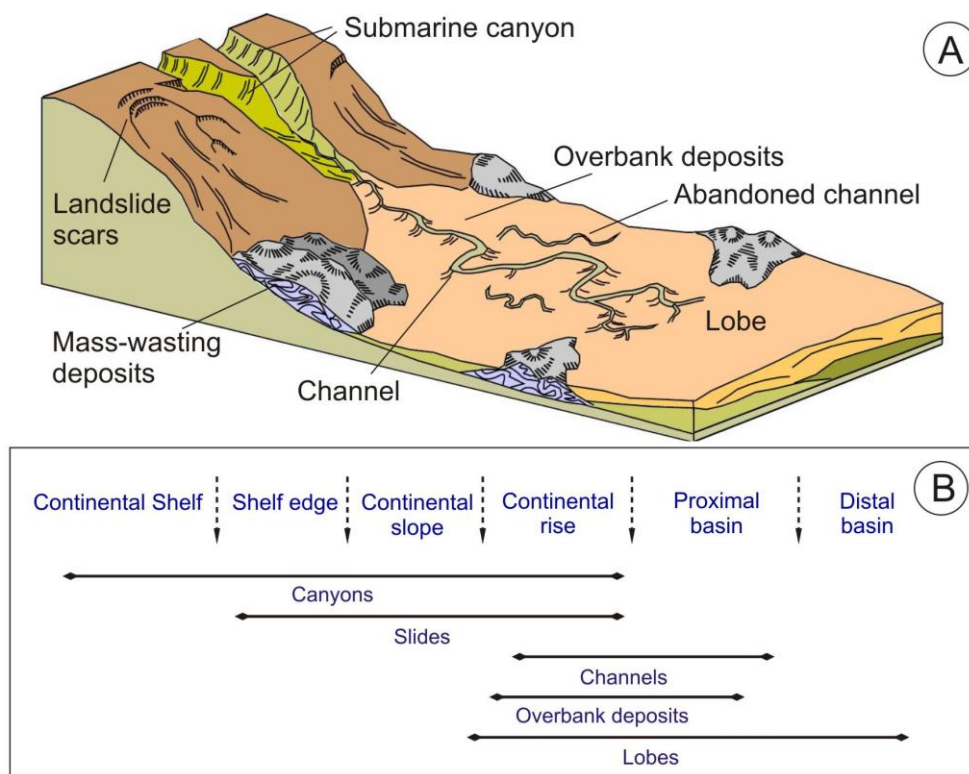


Figura 1.30. A) Principales elementos arquitectónicos que componen los sistemas turbidíticos modernos. B) Distribución general de los elementos arquitectónicos en los dominios fisiográficos, desde la plataforma continental hasta la cuenca profunda. Modificado a partir de Normark et al. (1993). Figura tomada de García et al. 2015.

La génesis y el carácter de los elementos arquitectónicos reflejan que los sistemas turbidíticos resultan de una compleja interacción entre factores de control. El encuadre tectónico, tanto local como regional, los cambios del nivel del mar, el aporte de sedimento y las corrientes de fondo, así como sus interacciones son los principales factores que controlan el tamaño, la geometría, la configuración interna y las características de las facies de estos elementos arquitectónicos. Estos factores, en general, son interdependientes y como resultado se puede decir que no existe un modelo universal que se pueda utilizar para describir y predecir las facies y la arquitectura estratigráfica de los sistemas turbidíticos. Han existido muchos intentos de clasificación de los sistemas turbidíticos y la más ampliamente empelada es aquella que presenta 12 modelos diferentes agrupados en cuatro categorías en base a la textura de sedimento que alimenta y circula por los sistemas turbidíticos (Reading y Richards, 1994). (Fig. 1.31).

#### 1.4.2.1. Canales medio-oceánicos

En la parte más profunda de la cuenca los sistemas turbidíticos pueden conectarse físicamente con canales medio-oceánicos. Estos canales junto con los canales turbidíticos y cañones submarinos se encuentran surcando los márgenes continentales y cuencas adyacentes y constituyen un gran sistema de drenaje que transporta sedimentos desde el continente a las cuencas oceánicas (Normark, 1970; Nelson y Kulm, 1973). Los principales procesos que actúan sobre los sistemas turbidíticos y canales medio-oceánicos son la erosión, el transporte y la acumulación de grandes volúmenes de sedimento, que originan frecuentemente cambios morfosedimentarios y ambientales en el fondo marino.

Los canales medio-oceánicos pueden definirse como aquellos valles submarinos que se extienden normalmente durante cientos a miles de kilómetros paralelos a los márgenes continentales y, en ocasiones, conectados directamente con los sistemas turbidíticos adyacentes (Alonso y Ercilla, 2000). Tanto la morfología como la longitud de estos canales varían de un canal a otro (Embley *et al.*, 1970; Carter, 1988; Alonso y Ercilla, 2000), de manera que la longitud puede variar desde centenares de kilómetros, como los 400 km del Canal de Valencia en el Mediterráneo Occidental (Alonso *et al.*, 1995), hasta miles de kilómetros como es el caso del Canal de Maury con 3500 km de longitud en el noreste del Océano Atlántico (Cherkis *et al.*, 1973).

Por lo general, los canales medio-oceánicos se caracterizan por presentar en su curso alto una anchura inferior a 10 km mientras que al final de su recorrido pueden alcanzar valores mucho mayores, llegando incluso a perder su identidad en las cuencas oceánicas (Alonso y Ercilla, 2000). La forma de su sección transversal puede ser en U o V con una gran variedad de perfiles, desde suaves y tendidos hasta muy abruptos. Se entiende como gradiente de profundidad axial la variación de profundidad del eje del canal a lo largo de su trazado. Generalmente este gradiente es paralelo al del fondo marino que rodea al canal siendo inferior a  $0,06^\circ$  (Carter, 1988).

Otro rasgo morfosedimentario de los canales medio-oceánicos es el desarrollo de diques, aunque puede que éstos no se detecten en todos los canales ni a lo largo de todo su trazado. Estos diques o *lévees* son unidades sedimentarias depositadas en los bordes del canal por el desbordamiento de la corriente que va canalizada en él. Cuando los diques se desarrollan en ambos márgenes, generalmente las laderas que quedan a la derecha en dirección descendente de la corriente tienen mayor relieve que las del margen izquierdo en el Hemisferio Norte, situación que es inversa en el Hemisferio Sur. Este hecho se relaciona con el efecto de la fuerza de Coriolis sobre las corrientes que circulan a lo largo de los canales (Hamilton, 1967). Los diques pueden presentar una anchura de hasta 30 km y una altura de hasta 250 m sobre el nivel de la llanura abisal (Hamilton, 1967).

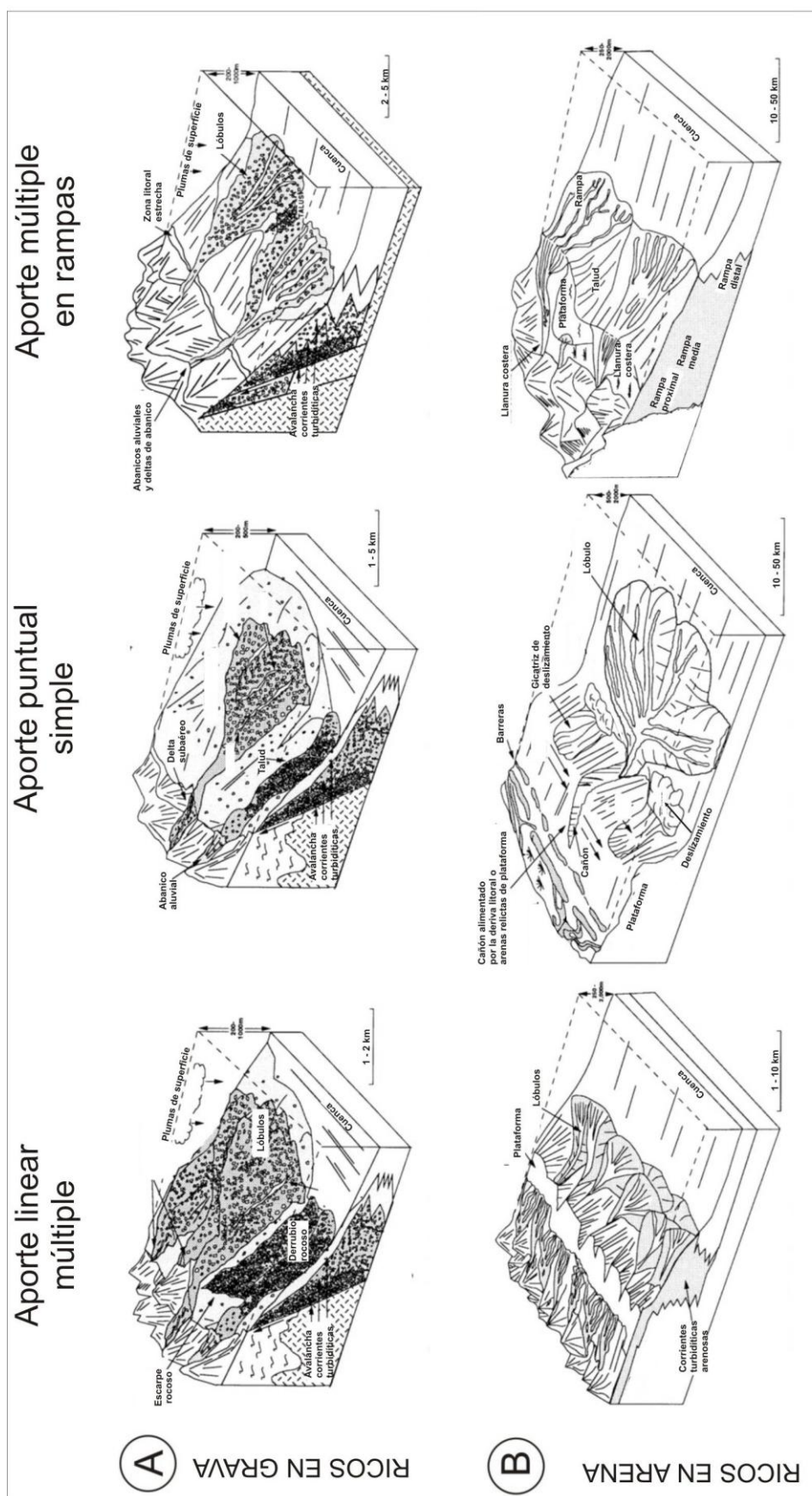
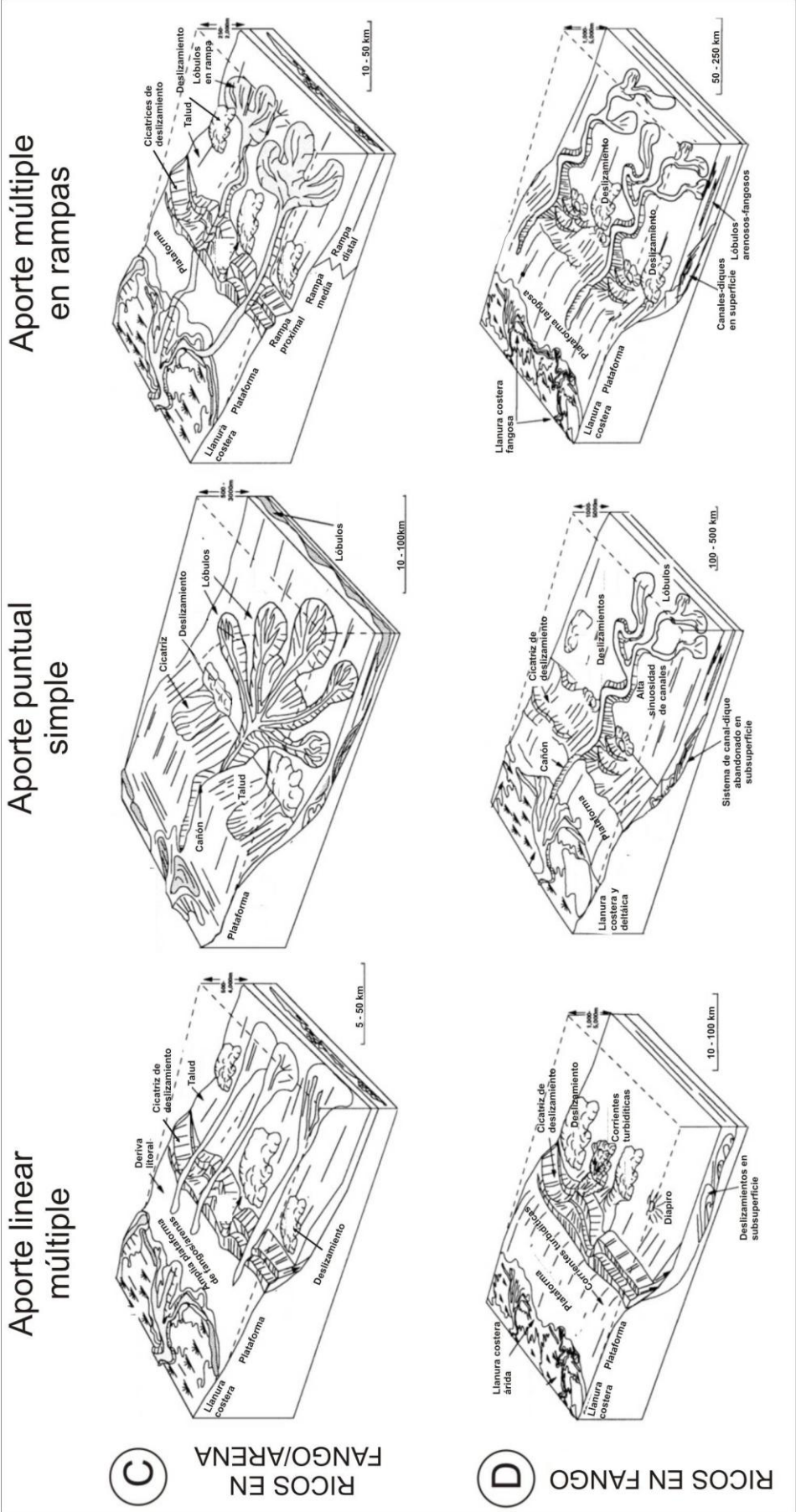


Figura 1.31. Clasificación de los sistemas turbidíticos propuesta por Reading y Richards (1994).



Continuación Figura 1.31.

Existe mucha variedad en cuanto a la trayectoria de los diferentes canales descritos en la bibliografía desde sinuosa, como la del Canal Medio-Oceánico Ecuatorial en el Atlántico Occidental (Baraza *et al.*, 1997), quebrada como la del Canal Medio-Oceánico de Vidal (Baraza *et al.*, 1998) hasta meandriforme representada por un segmento del Canal Medio-Oceánico de Maury en el Atlántico NE (Cherkis *et al.*, 1973). Esta trayectoria puede variar a lo largo de un mismo canal como ocurre en los canales medio-oceánicos Ecuatorial y Vidal, éstos presentan un trazado sinuoso en sus cursos superiores y cambia de forma brusca a un trazado quebrado, con giros de hasta 90°, cuando discurren entre montes submarinos (Baraza *et al.*, 1997, 1998).

El origen de los canales medio-oceánicos se relaciona con la actividad de las corrientes de flujos granulares y turbidíticos. En algunos casos, la posición de estas corrientes puede estar relacionada con el encuadre estructural. La hipótesis en la que el origen de los canales medio-oceánicos tiene relación con el contexto estructural se ha ido afirmando en los últimos años, debido a que muchos de ellos se extienden de forma paralela al margen continental y a dorsales oceánicas y, en muchos casos, a la coincidencia de la localización del canal con fallas o depresiones del basamento (Heezen *et al.*, 1969; Andrews, 1970; Griggs y Kulm, 1970; Cherkis *et al.*, 1973; Ness y Kulm, 1973; Belderson y Kenion, 1980; Hesse y Rakofsky, 1992). De manera que existe un control estructural en la formación y desarrollo de los canales medio-oceánicos por donde, posteriormente, circulan flujos gravitacionales (Cherkis *et al.*, 1973; Ness y Kulm, 1973). La actividad de estas corrientes da lugar al desarrollo de cursos meandriformes, formas de fondo y diques sedimentarios en una o ambas laderas del canal (Chough y Hesse, 1976, 1980).

En función de los procesos que actúan en los canales medio-oceánicos se pueden diferenciar tres tipos de perfiles transversales (Nelson y Kulm, 1973; Alonso y Ercilla, 2000):

1. *Canales donde dominan los procesos deposicionales* (Fig. 1.32). El origen de estos canales se relaciona con las corrientes de turbidez. Normalmente aparecen diques a ambos lados del canal. En estos canales el dique situado a la derecha en la dirección de la corriente presenta mayor relieve que el situado a la izquierda, en el Hemisferio Norte. Se caracterizan por presentar en los perfiles sísmicos facies estratificadas tanto en el fondo como en los márgenes del canal. El Valle de Abanico Profundo de Monterrey (Komar, 1969) y el Canal de Cascadia (Griggs y Kulm, 1970) son ejemplos de canales deposicionales.
2. *Canales con procesos deposicionales y erosivos* (Fig. 1.32). Se originan como sistemas deposicionales que posteriormente son modificados por procesos erosivos. Los perfiles sísmicos muestran reflectores caóticos en el fondo y estratificados en los márgenes. Presentan las características de los canales deposicionales pero los gradientes axiales son mayores. Existe un equilibrio deposicional en el balance entre el gradiente axial y el relieve en el eje del canal (Ness y Kulm, 1973). Algunos ejemplos de este tipo de canales son el Canal Medio-Oceánico del Atlántico Norte (Chough y Hesse, 1980), el Canal de



Vidal (Embley *et al.*, 1970; Baraza *et al.*, 2000) y el Canal Medio-Oceánico de Valencia (Alonso *et al.*, 1995, 2000).

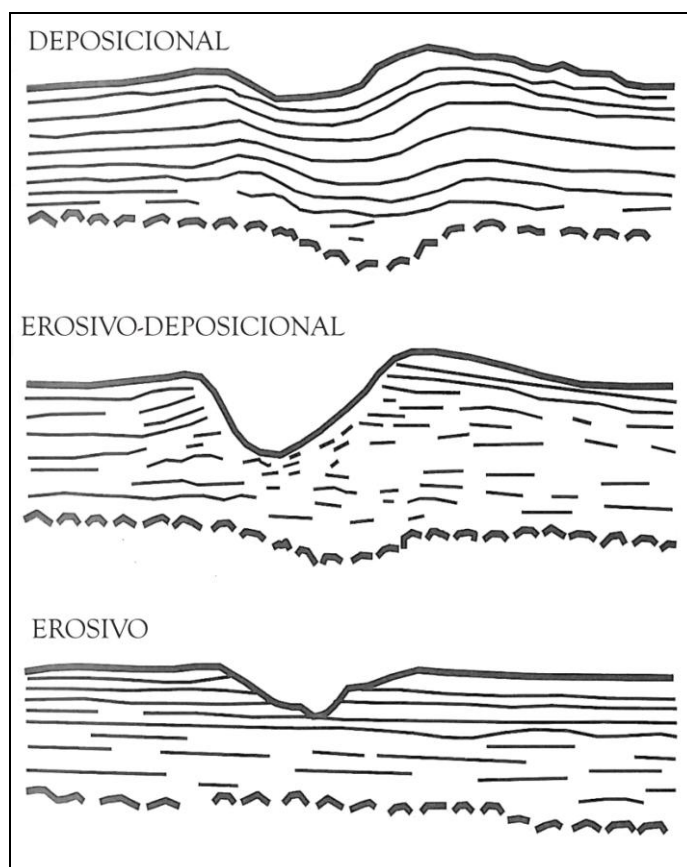


Figura 1.32. Tipos de perfiles transversales en canales (Normark, 1970; Alonso y Ercilla, 2000).

3. Canales donde dominan los procesos erosivos (Fig. 1.32). El curso de estos canales suele ser sinuoso con ausencia de diques y/o cualquier otra morfología deposicional y con presencia de fenómenos de deslizamiento por la inestabilidad de los márgenes. En los perfiles sísmicos se observan reflectores truncados en ambas laderas y terrazas dentro del eje del canal. Los canales de Falkland y Vema son ejemplos de este tipo de morfologías (LePichon *et al.*, 1971).

#### 1.4.3. Sedimentación contornítica

Desde su origen el término de *sedimentación contornítica* ha dado lugar a numerosos usos equivocados o confusos. Los que aportaron una definición más exacta fueron Hollister y Heezen (1972) que consideran los depósitos contorníticos como aquellos “*sedimentos depositados o reelaborados por las corrientes de fondo resultado de la circulación termohalina en los océanos y depositados en todos los océanos a profundidades superiores a los 500 m*”. La interacción de una masa de agua con el fondo marino puede generar tanto rasgos erosivos como deposicionales, desarrollándose de manera individual o constituyendo sistemas deposicionales contorníticos (SDCs) de grandes y variables dimensiones y espesores sedimentarios (Faugères *et al.*, 1999;

Stow *et al.*, 2002; Viana y Rebesco, 2007; Hernández-Molina *et al.*, 2008a, b; Rebesco y Camerlenghi, 2008). Durante la última década, el estudio de dichos rasgos contorníticos, ha constituido una de las líneas más activas de investigación dentro de la Geología Marina en el ámbito internacional, tanto por su gran interés científico (estratigráfico, sedimentológico, paleoceanográfico, paleoclimatológico), así como por su relación con procesos de inestabilidad sedimentaria de taludes y por su relación directa con posibles yacimientos minerales o de hidrocarburos (Pickering *et al.*, 1989; Stow *et al.*, 2002b; Rebesco, 2005; Viana y Rebesco, 2007; Rebesco y Camerlenghi, 2008; Hernández-Molina *et al.*, 2010). En concreto la determinación de un modelo de facies de los depósitos relacionados con corrientes de fondo, es uno de los puntos más controvertidos y de interés para su clasificación, con el objeto de poder diferenciarlas de otros depósitos como turbiditas y hemipelagitas. En este sentido el análisis de perfiles sísmicos ha sido una de las mejores y más utilizadas técnicas para reconocer los depósitos por corrientes de fondo, ya que se tiene una visión a escala de depósito de su geometría, facies sísmicas y distribución (Faugères *et al.*, 1999; Rebesco y Stow, 2001; Stow y Faugères, 2008; Rebesco *et al.*, 2014, entre otros).

Los márgenes continentales Ibéricos han tenido una génesis y evolución geodinámica y sedimentaria muy compleja y desigual, donde la circulación de las masas de agua ha generado importantes y extensos SDCs (Hernández-Molina *et al.*, 2011; Llave *et al.*, 2015), tales como los desarrollados al SO del Mar de Alborán (Ercilla *et al.*, 2002), Golfo de Cádiz (el más estudiado hasta la fecha, Kenyon y Belderson, 1973; Gonthier *et al.*, 1984; Nelson *et al.*, 1999; Llave *et al.*, 2001, 2007, 2011; Stow *et al.*, 2002; Mulder *et al.*, 2003, 2006; Habgood *et al.*, 2003; Hernández-Molina *et al.*, 2003, 2009a; Hanzquiez *et al.*, 2007; Marches *et al.*, 2007; Roque *et al.*, 2012; Brackenridge *et al.*, 2013, entre otros), margen oeste de Portugal (Alves *et al.*, 2003; Pereira y Alves, 2011), margen de Galicia (Ercilla *et al.*, 2006, 2008, 2009, 2010, 2011), Cabo Ortegal (Hernández-Molina *et al.*, 2009b; Jané *et al.*, 2012; Llave *et al.*, 2013), y el Banco de Le Danois o “Cachucho” (Ercilla *et al.*, 2008b; Iglesias, 2009; Van Rooij *et al.*, 2010).

Los depósitos contorníticos o *drifts* pueden llegar a alcanzar dimensiones importantes como consecuencia de la actuación de una corriente muy persistente en el tiempo (Lovell y Stow, 1981). Pueden alcanzar longitudes de centenares de kilómetros, anchuras de decenas de kilómetros y alturas sobre el fondo de entre 200 y 2000 m (Jhonson y Schneider, 1969; Kennett, 1982). Desde el punto de vista morfológico, estratigráfico y sísmico, las características a gran escala más destacables de estos depósitos se podrían resumir en los siguientes puntos:

- No existe conformidad estratigráfica entre la superficie superior del depósito y de las capas internas respecto a la superficie basal infrayacente (Faugères *et al.*, 1999).
- Su espesor es superior al de los depósitos adyacentes (Faugères *et al.*, 1999).
- La estratificación tiene un mayor espesor en relación con el eje del *drift* y se estrecha en relación a sus márgenes (Faugères *et al.*, 1999).



- Sus facies acústicas pueden ser transparentes o bien laminares, siendo diferentes en función del sistema sísmico empleado. Estas facies son debidas a la naturaleza fina y homogénea de sus sedimentos (Scrutton y Stow, 1984; Faugères y Stow, 1993).
- Dentro del depósito, los reflectores de amplitud moderada a alta se corresponden bien a un contraste granulométrico como consecuencia directa de la variación de la velocidad de la corriente durante la sedimentación, o a ligeros cambios en la composición de sedimentos (proporción de sedimentos calcáreos frente a silíceos) en relación con cambios climáticos (Faugères y Stow, 1993).
- Presentan configuraciones de los reflectores sísmicos muy diversas como consecuencia de la actividad de la corriente de fondo, lo que nos permite diferenciarlos de otros depósitos adyacentes (Myers, 1986; Pickering *et al.*, 1989).
- Dentro del registro estratigráfico del depósito son frecuentes las superficies erosivas, las cuales suelen coincidir con los reflectores sísmicos más prominentes. Dichas superficies se correlacionan con los principales eventos hidrológicos en el Cenozoico en relación con el establecimiento de las masas de hielo en los polos y especialmente con las fases de crecimiento en la masa de hielo antártico (Tucholke y Mountain, 1986; Faugères y Stow, 1993). El único registro asociado a estas discontinuidades puede ser la presencia de secciones condensadas o “lags” de gravas (Kennett, 1982; Pickering *et al.*, 1989).
- Son frecuentes los hiatos causados por la erosión de las corrientes. Dichos hiatos pueden abarcar periodos de tiempo considerables de incluso decenas de millones de años (Kennett, 1982).
- Suelen ser frecuentes las ondas de sedimento (*sediment waves*) pero no necesariamente están siempre asociadas a los depósitos contorníticos. La superficie superior del *drift*, normalmente con una respuesta acústica transparente, puede mostrar una configuración sísmica con reflectores ondulados, si bien en otros casos las facies onduladas constituyen buena parte del registro estratigráfico del depósito (Kennett, 1982; Faugères y Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1999).

La morfología de los depósitos contorníticos (*drifts*) depende de la localización del eje de máximo flujo, que está en relación con la fisiografía del fondo pre-existente y del sedimento en suspensión dentro del flujo (McCave y Tucholke, 1986). En función de su morfología, Faugères *et al.* (1999) identifican dos grandes tipos de depósitos contorníticos, laminares y monticulares. Posteriormente Rebesco y Camerlenghi (2008) y más recientemente Rebesco *et al.* (2014) han completado dicha clasificación (Fig. 1.33.A):

1. Depósitos laminares (*Contourites-sheeted drifts*). Estos depósitos constituyen una lámina que cubre grandes áreas con un espesor, más o menos constante, de cientos de metros pero que disminuye ligeramente hacia sus márgenes (Faugères *et al.*, 1993). Las

facies sísmicas se caracterizan por presentar reflectores de baja amplitud, discontinuos o en algunas partes más o menos transparentes. Los depósitos laminares abisales (*Abyssal sheet*) que se encuentran al pie de los taludes en los que existen corrientes ascendentes o descendentes, como es el caso del Golfo de Cádiz (Kenyon y Belderson, 1973; Malod, 1982; Faugères *et al.*, 1985b; Nelson *et al.*, 1993; Llave *et al.*, 2001, 2007; Hernández-Molina *et al.*, 2008a) (Fig. 1.33.A).

Los depósitos adosados al talud (*Plastered drift*), se trata de depósitos laminares adosados al talud a cualquier profundidad, especialmente donde el talud presenta un relieve suave favoreciendo una amplia corriente de fondo no focalizada (Fig. 1.33.A). Algunos autores lo clasifican dentro de los monticulares (*mounded drift*) (Faugères y Stow, 2008). Este es el caso de los depósitos del Margen de las Hebrides (Howe *et al.*, 1994; Stoker, 1995, 1998; Stoker *et al.*, 1998), el Ascenso Continental de Chatham (Wood y Davy, 1994) o en el *Drift* de Gardar (Kidd y Hill, 1986).

2. Depósitos monticulares (*Mounded drifts*). Se trata de depósitos que presentan una morfología monticular y dimensiones muy variables, con longitudes que pueden tener desde pocas decenas de kilómetros hasta más de 1000 kms y un espesor de más de varios cientos de metros. Se diferencian tres tipos (Fig. 1.33.A):

- Depósito monticular elongado (*Elongated-mounded drift*). Se pueden encontrar a diferentes profundidades tanto en la plataforma externa/talud superior, por ejemplo al este de Nueva Zelanda (Fulthorpe y Carter, 1991), como en llanuras abisales (Faugères *et al.*, 1993; Stow *et al.*, 1996). La elongación es generalmente paralela al margen. Se reconocen dos tipos de depósitos monticulares elongados: separados (*separated drifts*) y aislados (*detached drifts*) (Fig. 1.33.A). Los separados se asocian a taludes con taludes de gradientes altos, como por ejemplo los desarrollados en el Golfo de Cádiz, Norte de Iberia (Llave *et al.*, 2001, 2007, 2015; Ercilla *et al.*, 2008a; Van Rooij *et al.*, 2010). Los drifts aislados pueden deber su origen a un cambio en la tendencia del talud, como por ejemplo el drift Eirik (Hunter *et al.*, 2007a y b).
- Depósitos asociados a canales (*Channel related drifts*). Se trata de depósitos contorníticos relacionados con canales profundos o estrechos en los cuales la circulación de la masa de agua incrementa la velocidad de flujo (Fig. 1.33.A). Este es el caso del Canal de Vema, el Estrecho de Kane, el Estrecho de Soman, el Estrecho Almirante y del Valle Sand Dune, o en la Antártida (Lonsdale y Malfait, 1974; Hollister *et al.*, 1974; Lonsdale, 1981; Johnson, 1984; Meinert, 1986; Mézerais *et al.*, 1993; Stow *et al.*, 1996; Maldonado *et al.*, 2005).
- Depósitos confinados (*Confined drifts*). Son depósitos confinados dentro de pequeñas cuencas o surcos (Fig. 1.33.A). Se caracterizan por presentar facies sísmicas similares a los *drift* elongados con surcos bien diferenciados a lo largo de ambos márgenes. Este es el caso del *Drift* de Louisville al este del margen de Nueva Zelanda (Carter y McCave,

1994), el Drift de Sumba en Indonesia (Reed *et al.*, 1987) o el Drift del Lago Baikal (Ceramicola *et al.*, 2001).

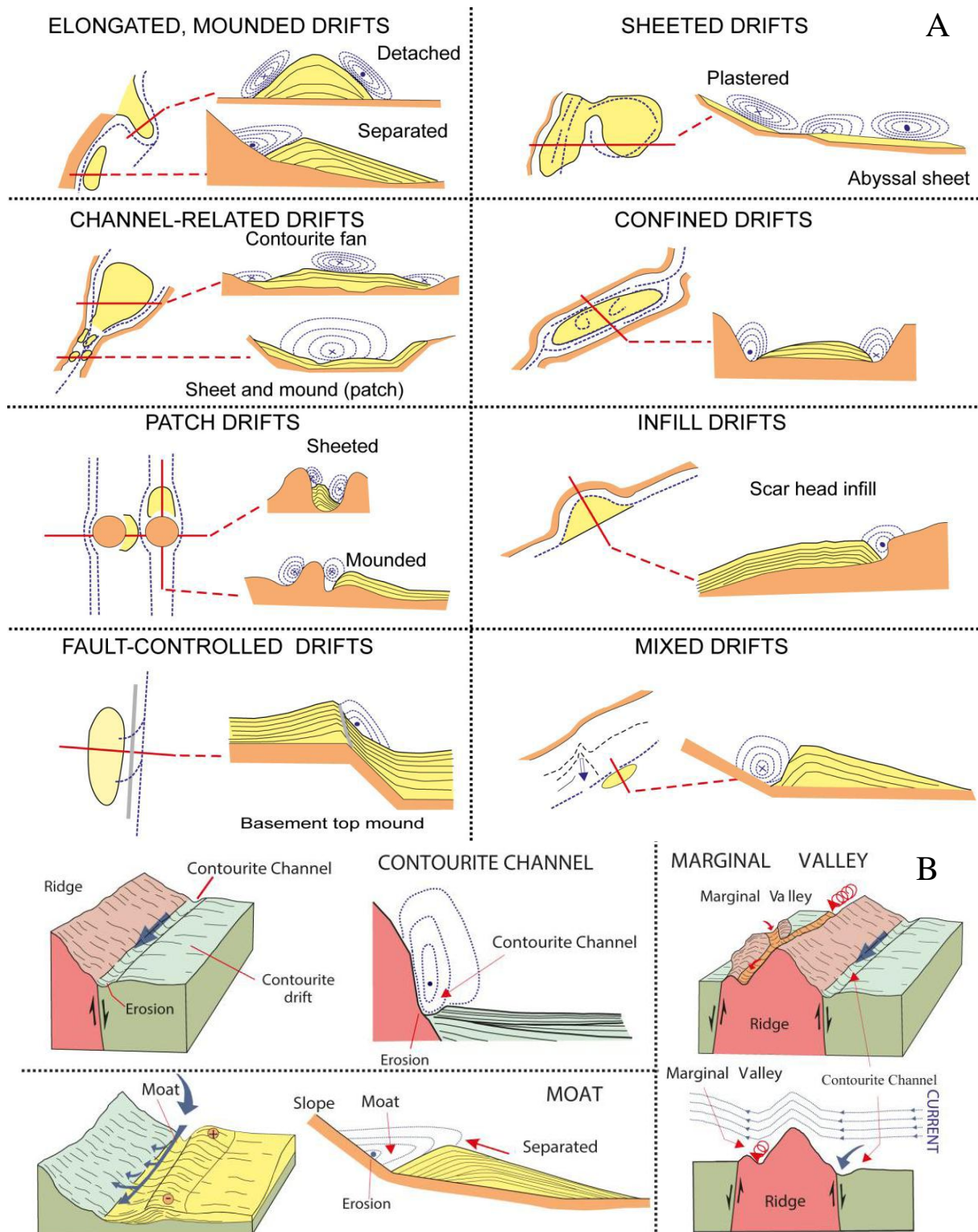


Figura 1.33. A) Clasificación de los depósitos contorníticos marcando la geometría general y las tendencias de migración (Rebesco *et al.*, 2014). B) Clasificación de los rasgos contorníticos de carácter erosivo lineal (García *et al.*, 2009).

- Depósitos parche (*Patch drifts*). Son pequeños depósitos contorníticos, de elongados a irregulares, controlados por la interacción de las corrientes una morfología irregular del fondo (Fig. 1.33.A) (Hernández-Molina *et al.*, 2006b).
- Depósitos de relleno (*Infill drifts*). Se forman típicamente en la cabecera de una cicatriz de desgarre y se caracterizan por un relieve y extensión moderado así como por una geometría monticular que progresivamente va rellenando la depresión formada por el deslizamiento (Fig. 1.33.A) (Laberg *et al.*, 2001).
- Depósitos controlados por fallas (*Fault controlled drifts*). Su desarrollo está controlado por fallas localizándose tanto en la base como a techo de la falla que lo genera, en respuesta a las perturbaciones que genera este relieve en el flujo de la corriente (Fig. 1.33.A) (Rebesco, 2005).
- Depósitos mixtos (*Mixed drifts*). Son aquellos en los que en su desarrollo intervienen tanto la interacción de las corrientes de fondo como otros procesos deposicionales (Fig. 1.33.A), como por ejemplo ocurre en la Península Antártica (Camerlenghi *et al.*, 1997; Giorgetti *et al.*, 2003; Hillenbrand *et al.*, 2008), en el talud continental de Argentina (Hernández-Molina *et al.*, 2009b) y en el del Golfo de Cádiz (Llave *et al.*, 2007).

En los sistemas deposicionales contorníticos (SDCs), también es común que se desarrollen rasgos erosivos a gran escala. Aunque existen varios trabajos donde se estudia su desarrollo, todavía queda mucho por avanzar para llegar a una clasificación de tanto detalle como la de los rasgos deposicionales contorníticos. Normalmente se desarrollan asociados a Depósitos contorníticos (Faugères *et al.*, 1999; Stow y Mayall, 2000), aunque también se pueden encontrar en extensas áreas dentro del talud continental (Viana, 2001; Hernández-Molina *et al.*, 2003, 2006a, 2009; García *et al.*, 2009; Ercilla *et al.*, 2011). En el reciente trabajo de recopilación de Rebesco *et al.* (2015) se consideran, fundamentalmente, dos grandes tipos de rasgos erosivos: *areales* y *lineales*. Dentro de los rasgos erosivos areales caben destacar *las terrazas* y *las superficies de abrasión*. Las *terrazas* se caracterizan por extensas superficies de gradiente bajo, ligeramente inclinadas hacia la cuenca, donde tienen lugar tanto procesos deposicionales como erosivos por la acción de las corrientes de fondo. Se desarrollan tanto en el talud superior como en el medio, y están asociadas a la posición de la interfase entre las masas de agua (ej. Viana, 2001; Viana *et al.*, 2002a y b; Hernández-Molina *et al.*, 2009, 2014a; Brackenridge *et al.*, 2011; Preu *et al.*, 2013). Las *superficies de abrasión* son superficies de erosión generadas por fuertes corrientes de fondo tabulares, y normalmente se encuentran asociadas a surcos, ondas sedimentarias, dunas y bancos de arena (Hernández-Molina *et al.*, 2006a; Ercilla *et al.*, 2011; Sweeney *et al.*, 2012).

Los rasgos erosivos lineales se pueden dividir en tres tipos (Hernández-Molina *et al.*, 2008b; García *et al.*, 2009) (Fig. 1.33.B): *Canales contorníticos*, *fosas* y *valles marginales*. Los *canales contorníticos* son depresiones erosionadas elongadas formadas principalmente bajo la influencia de las corrientes de fondo. Se caracterizan por la presencia de reflectores truncados y pueden

disponerse longitudinales al talud, o sinuosos y relativamente oblicuos. Las *fosas* contorníticas son canales que se desarrollan paralelos al talud por la erosión de los núcleos de la corriente de fondo, acentuados por la fuerza de Coriolis. Se usa el término fosa, cuando están asociados a un *drift* monticular separado (Hernández-Molina *et al.*, 2008b). Las fosas se generan por la concentración del flujo de la corriente debido a los rasgos topográficos. Están controladas por la existencia de una corriente geostrófica activa, la topografía del fondo, el aporte sedimentario y la turbidez de la capa nefeloide, estando asociadas a los depósitos monticulares elongados (Faugères *et al.*, 1993, 1999). Su profundidad está relacionada con la duración de la corriente que produce la erosión, el aporte sedimentario y la resistencia a la erosión de determinados horizontes estratigráficos. Los *valles marginales* o *surcos*, son aquellos canales elongados que se generan por el efecto de la corriente de fondo al interaccionar con un obstáculo (ej. monte submarino, dorsal diapírica, volcanes de fango) (Hernández-Molina *et al.*, 2008b; García *et al.*, 2009). Los surcos erosivos presentan dimensiones de varios kilómetros de longitud, pocos metros de anchura y de 1 a 20 m de profundidad y están mejor desarrollados en sedimentos finos (Flood y Hollister, 1980; Kennett, 1982). Su origen se ha relacionado con corrientes de mayor velocidad separadas lateralmente por corrientes de menor velocidad (Kennett, 1982), que podría estar relacionado con un modelo circulatorio helicoidal como consecuencia de la interacción de la corriente con el fondo (Pickering *et al.*, 1989).

#### 1.4.4. Diferenciación entre la sedimentación turbidítica y contornítica

Numerosos investigadores han formulado los criterios básicos para la distinción entre depósitos contorníticos y turbidíticos (Hollister, 1967; Bouma, 1972, 1973; Hollister y Heezen, 1972; Bouma y Hollister, 1973; Stow, 1979; Lovell y Stow, 1981), pero en muchos casos la distinción entre ambos tipos de depósitos es muy sutil ya que un depósito contornítico puede originarse por el retrabajamiento de turbiditas más antiguas, o bien mediante la captación del material fino que procede de una corriente de turbidez (Rebesco *et al.*, 2014). Por el contrario, las fluctuaciones de la corriente de fondo pueden generar gradaciones que son típicas de los depósitos turbidíticos.

La transferencia sedimentaria en las cuencas oceánicas actuales se efectúa mediante la interacción de los procesos transversales y longitudinales al talud a todas las escalas. Esta combinación de procesos se da particularmente en el margen oeste de los océanos, cuencas oceánicas marginales y en los márgenes alrededor del continente antártico (Stow *et al.*, 1998; Faugères *et al.*, 1999). Numerosos autores han descrito los diferentes escenarios para la interacción de procesos transversales y longitudinales al talud, la figura 1.34 muestra un resumen de dichos escenarios (Faugères *et al.*, 1999).

##### 1.4.4.1. Diferenciación a escala de *drift*

Los cañones submarinos y canales turbidíticos que se encuentran atravesando el talud pueden estar fuertemente influenciados por las corrientes contorníticas que desarrollan *levees* elongados

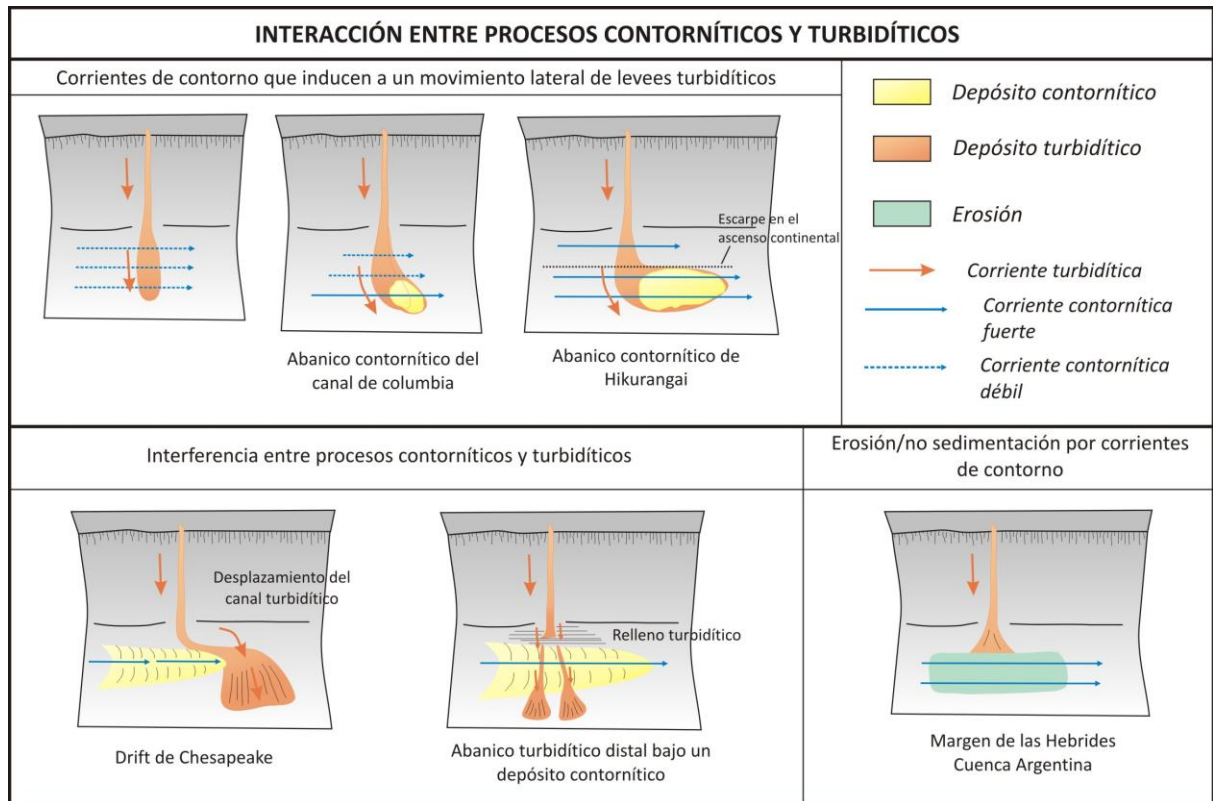


Figura 1.34. Interacción de procesos contorníticos y turbidíticos (Faugères et al., 1999).

y asimétricos en parte turbidíticos y en parte contorníticos. Un buen ejemplo ocurre a lo largo del Margen Antártico (Weber et al., 1994; Rebesco et al., 1996).

Los criterios para la identificación de los depósitos contorníticos frente a los turbidíticos a la escala de *drift*, fueron enunciados por Stow y Piper (1984); Faugères et al. (1984); Mitchum (1985); Faugères y Stow (1993) y Faugères et al. (1999):

- Los *drifts* presentan una morfología monticular convexa respecto a una morfología en abanico para los depósitos turbidíticos.
- Los *drifts* no tienen reflectores continuos internos en una sección longitudinal (paralelos al margen).
- Los *drifts* son asimétricos con un flanco mucho más inclinado que otro.
- Las dimensiones de los abanicos turbidíticos son generalmente muy superiores a la de los *drifts*.
- En los *drifts* puede haber reflectores que marquen una terminación en *toplap*.
- Los *drifts* no presentan en planta una morfología perpendicular al margen continental.

- Los *drifts* están físicamente aislados de la fuente de aportes del sedimento.
- En los *drifts* es frecuente la presencia de discontinuidades erosivas y de no-sedimentación que son sincrónicas y con una gran extensión lateral. Estas superficies no son frecuentes en los sistemas turbidíticos de abanicos submarinos profundos, en los que la erosión está generalmente restringida a los canales y a las regiones proximales por el desarrollo de deslizamientos y *slumps*. En los abanicos los límites son diacrónicos debido por ejemplo a la progresiva migración de los canales.

#### 1.4.4.2. Diferenciación a escala de unidades deposicionales

Es posible distinguir entre sistemas turbidíticos y contorníticos a partir de la relación entre la dirección de progradación con la tendencia general del margen donde ellos se han depositado, junto con la dirección del flujo. Como regla general, los cuerpos sedimentarios de aguas profundas de cualquier tipo tienden a migrar de acuerdo con cuatro factores principales: a) dirección del flujo; b) efecto de Coriolis; c) contexto morfológico y d) cualquier interacción con otra corriente:

- a) Independientemente del tipo de corriente, el dique turbidítico o el *drift* contornítico tiende a migrar corriente abajo, lo que sucederá talud abajo en las turbiditas y longitudinalmente al talud para las corrientes de fondo.
- b) De acuerdo a qué tipo de corriente está involucrada en el proceso de transporte del sedimento, la migración lateral de los diques difiere como consecuencia del efecto de Coriolis. En el Hemisferio Norte si el flujo está directamente descendiendo talud abajo en un sistema turbidítico, las corrientes turbidíticas son deflectadas hacia la derecha. Cuando alcanzan el ascenso continental, o donde el relieve de los canales ha disminuido suficientemente, dichas corrientes desbordan preferentemente el flanco derecho del canal y construyen un dique prominente en este lado. Con una continua sedimentación a la derecha, el canal y el dique tienden a migran hacia la izquierda, de manera que el sistema canal-dique comienza a orientarse más y más de manera oblicua al talud. Cuando el flujo se dirige longitudinalmente por el talud, como si fuera una corriente de fondo, el efecto de Coriolis de nuevo defleca el flujo hacia la derecha, obligando a acercarse, aún más, el flujo contra el talud. Este acercamiento, forzado hacia el talud intensifica el flujo, produciendo erosión y generando el desarrollo de fosas y canales. Las bajas velocidades a la izquierda del flujo favorecen la sedimentación y la construcción del *drift*, el cual tiende a migrar talud arriba así como a progradar sobre el talud (Faugères *et al.*, 1999).
- c) Los dos tipos de flujos están afectados de manera significativa por la morfología del fondo. Un cambio en la tendencia del margen o en la inclinación del talud puede causar bien el inicio o el cese de la sedimentación y construcción del *drift* por las corrientes de fondo.
- d) Cuando la sedimentación está controlada por la interacción de corrientes el parámetro de migración puede verse afectado.



Las estructuras sedimentarias de tracción presentes en depósitos contorníticos así como laminaciones compuestas por fragmentos de conchas y concentraciones de granos de cuarzo, se podrían considerar como un criterio para diferenciarlas de otros depósitos (Carter *et al.*, 1996; Wynn *et al.*, 2002; Martín-Chivelet 2003, 2008; McCave, 2008; Shanmugam, 2006, 2012a, 2013b; Masson *et al.* 2010; Mulder *et al.*, 2013). Sin embargo, es necesario seguir estudiando en detalle estos SDCs, basándose no solo en el análisis de testigos, sino también a partir de imágenes obtenidas por ROVs y compararlas con facies del registro fósil, para poder establecer un modelo de facies para su identificación y caracterización que permita diferenciarlos de depósitos aparentemente similares pero generados por procesos sedimentarios diferentes (ej. turbiditas, y hemipelagitas).

## 1.5. MARCO OCEANOGRÁFICO

A lo largo del Margen Continental de Iberia circulan numerosas masas de agua a nivel superficial, intermedio y profundo (Fig. 1.35), interactuando, principalmente, a lo largo de los taludes continentales superior y medio y, aunque en menor intensidad, también en el talud inferior y llanuras abisales. En este trabajo nos vamos a centrar en las masas de agua que circulan a lo largo de los márgenes de Galicia y Cantábrico.

La mayoría de las masas de agua que circulan por el noroeste de la Península Ibérica tienen su origen en la Corriente Noratlántica o son el resultado de la interacción entre ésta y la Corriente Mediterránea (Pollard *et al.*, 1996; Van Aken, 2001). En el margen continental se identifican, principalmente, cuatro masas de agua localizadas a diferente profundidad y con propiedades termohalinas distintas (Friocourt *et al.*, 2007) (Fig. 1.36.A).

La masa de agua más superficial es la Corriente Central del Atlántico Norte (*Eastern North Atlantic Central Water*, ENACW) que se extiende hasta los 400-600 m de profundidad. En su origen se distinguen dos ramas que se forman en áreas diferentes: una masa de agua subpolar se mezcla con aguas de la corriente Noratlántica (*North Atlantic Current*, NAC) dando lugar a la formación de ENACW<sub>sp</sub> (Rios *et al.*, 1992) que circula en dirección sur (Pollard *et al.*, 1996); la otra rama tiene un origen subtropical, se denomina ENACW<sub>st</sub> (Rios *et al.*, 1992), se forma por la mezcla con aguas de la Corriente de las Azores (*Azores Current*, AC) y fluye hacia el norte (Pingree, 1997). Ambas ramas se encuentran en el borde suroeste del Golfo de Vizcaya que actúa como área de formación del modo principal del ENACW (González-Pola, 2006).

En el Golfo de Vizcaya la ENACW se caracteriza por un giro anticiclónico que afecta a todo el margen septentrional de la Península Ibérica y un giro ciclónico más débil en la esquina noroeste (Colas, 2003). Al oeste del margen continental la circulación de este flujo continúa hacia el sur asociada a la Corriente de Portugal dirigida hacia el Ecuador (Wooster *et al.*, 1976; Martins *et al.*, 2002). A lo largo del Margen Ibérico tiene una velocidad de  $1 \text{ cm s}^{-1}$  aunque puede alcanzar picos de unos  $10 \text{ cm s}^{-1}$  (Pingree y Le Cann, 1990). La parte más profunda de la ENACW se caracteriza por un mínimo de salinidad, entre los 500 y 600 m de profundidad,

donde se produce una fuerte influencia del agua mediterránea que se sitúa justo debajo (Pollard *et al.*, 1996) (Fig. 1.36.B).

A partir de los 600 m de profundidad se encuentra la Corriente Mediterránea (*Mediterranean Water, MW*) que se extiende hasta una profundidad de 1500 m. La MW tiene su origen en la mezcla que se produce entre la Corriente Mediterránea de Salida (*Mediterranean Outflow Water, MOW*) con aguas residentes en el Golfo de Cádiz (González-Pola, 2006). En este lugar, la MW se caracteriza por un máximo de temperatura en torno a una profundidad de 800 m y un máximo de salinidad en torno a los 1200 m (Madelain, 1970; Zenk, 1970; Ambar y Howe, 1979) (Fig. 1.36.B).

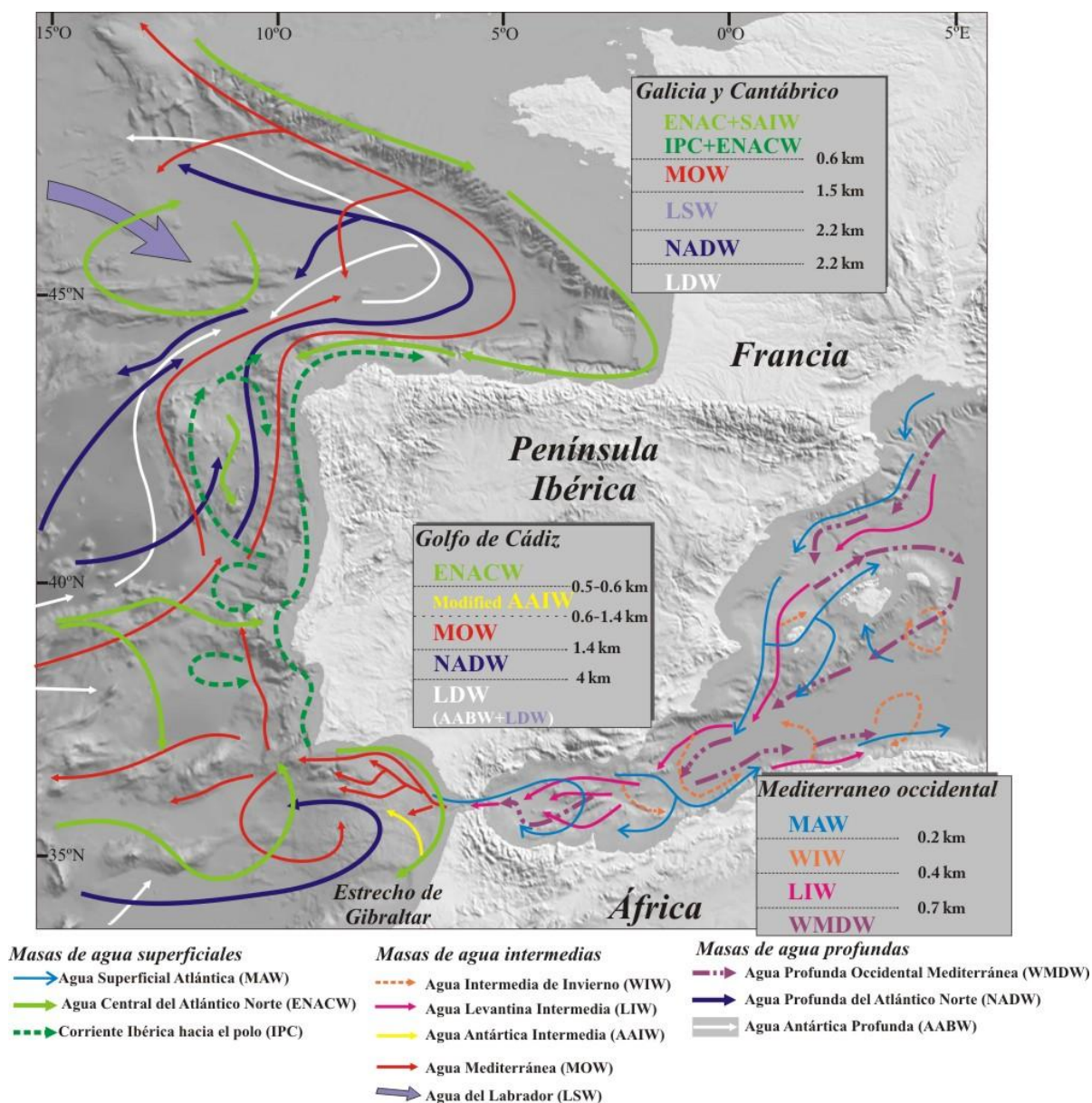


Figura 1.35. Circulación superficial, intermedia y profunda alrededor del Margen Continental de Iberia (modificado de Hernández-Molina *et al.*, 2011).

La MW circula hacia el norte a lo largo del talud ibérico-atlántico siguiendo la morfología del fondo y por efecto de Coriolis, a la vez que se desvían remolinos de esta corriente hacia el océano abierto conocidos como *meddies* (Richardson *et al.*, 1991; Shapiro y Meschanov, 1996). La corriente mediterránea se bifurca en dos ramas al aproximarse al sector occidental del Margen de Galicia (Iorga y Lozier, 1999). Una de las ramas circula hacia el norte atravesando la

Cuenca Interior de Galicia y, posteriormente, gira hacia el este siguiendo el talud continental (Iorga y Lozier, 1999; González-Pola, 2006). Localmente, esta corriente asciende por el eje de los cañones que cortan al talud y da lugar a la formación de depósitos contorníticos. La otra rama circula rodeando por el oeste el Banco de Galicia y, posteriormente, continua hacia el norte (González-Pola, 2006).

Los valores de velocidad mínimos medidos para la MW en el Golfo de Vizcaya son de  $2\text{--}3\text{ cm s}^{-1}$  (Pingree y Le Cann, 1990; Díaz del Río *et al.*, 1998). A lo largo de su recorrido desde el Golfo de Cádiz, la Corriente Mediterránea se ha visto afectada por procesos de mezcla con diferentes masas de agua que ha dado lugar a un descenso en los valores de salinidad y temperatura (Díaz del Río *et al.*, 1998; Van Aken, 2000b). En el Margen Continental de Galicia se caracteriza por un máximo de salinidad a unos 1000 m de profundidad (González-Pola, 2006).

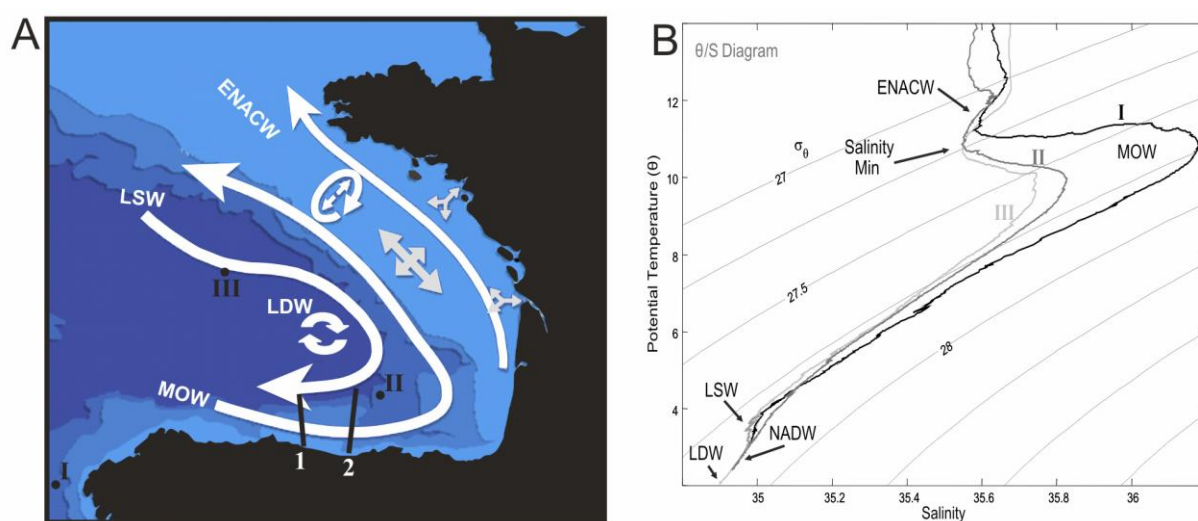


Figura 1.36. A) Circulación general de las masas de agua en el Golfo de Vizcaya (OSPAR, 2000) y localización de las estaciones I, II y III. B) Diagrama Temperatura-Salinidad de las masas de agua del Golfo de Vizcaya en las estaciones I, II y III (González-Pola, 2006).

Bajo la Corriente Mediterránea se sitúa la Corriente del Labrador (*Labrador Sea Water*, LSW) y se extiende desde los 1500 m hasta los 2500 m de profundidad. Se caracteriza por un mínimo relativo de salinidad y un máximo de oxígeno (González-Pola, 2006). Tiene su origen en el Mar del Labrador. Una de las ramas de esta corriente se dirige hacia el este y al cruzar la dorsal Atlántica, entorno a  $50^\circ\text{ N}$  (Spall, 1999), se dispersa por la Cuenca Atlántica Noreste (Talley y McCartney, 1982) manteniendo su núcleo entorno a unos 1800 m de profundidad (Van Aken,

2000b, 2002; González-Pola, 2006). En el Golfo de Vizcaya esta corriente penetra por el noroeste (Paillet *et al.*, 1998) y se caracteriza por un giro anticiclónico.

Entre los 2500 m y 3000 m se localiza la Corriente Profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water*, NADW) (Caralp, 1985; Vangriesheim y Khripounoff, 1990; McCartney, 1992; McCave *et al.*, 2001; Gonzalez-Pola, 2006), originada por los *overflows* desde los mares nórdicos (González-Pola, 2006).

Bajo la NADW, se encuentra la Corriente Profunda Inferior (*Lowered Deep Water*, LDW) en las capas más profundas. Es el resultado de la mezcla entre la Corriente Antártica Profunda (*Antartic Bottom Water*, AABW) y la Corriente Profunda del Labrador (*Labrador Deep Water*, LDW) (Le Floch, 1969; Botas *et al.*, 1989; Haynes y Barton, 1990; McCartney, 1992; Pingree y Le Cann, 1992; Van Aken, 2000a; McCave *et al.*, 2001; Valencia *et al.*, 2004). Sobre la Llanura Abisal del Golfo de Vizcaya se caracteriza por una circulación ciclónica débil, con velocidades de  $1,2 (\pm 1,0) \text{ cm s}^{-1}$  en las zonas próximas al margen continental (Dickson *et al.*, 1985; Paillet y Mercier, 1997).

---

*Capítulo 2. Características  
morfológicas de los márgenes  
continentales y llanuras  
abisales del norte de Iberia*





## *2. Características morfológicas del margen continental y llanuras abisales del noroeste de Iberia*

---

La caracterización morfológica se ha realizado a partir de los datos de batimetría y reflectividad, procedentes de ecosonda multihaz, así como perfiles de sísmica de muy alta resolución obtenidos con la sonda paramétrica TOPAS, elaborándose un mapa morfológico del área de estudio. La descripción de los rasgos morfológicos se ha dividido de acuerdo con las diferentes provincias fisiográficas existentes en la zona de estudio.

Las características de los elementos morfológicos permiten comprender los procesos y factores que han controlado la evolución sedimentaria y tectónica reciente del área de estudio, ya que tanto la fisiografía como los elementos morfológicos presentes en cada uno de estos dominios fisiográficos están controlados por la historia sedimentaria y tectónica del área donde se identifican.

### **2.1. FISIOGRAFÍA**

Siguiendo la división de grandes provincias morfológicas en los fondos submarinos, en la zona de estudio se distinguen fundamentalmente dos, talud continental y llanura abisal.

A continuación se describen las características fisiográficas de cada una de ellas.

#### **2.1.1. Talud Continental**

Se extiende aproximadamente hasta los 4800 m de profundidad. Es abrupto y estrecho, variando entre 22 km y 45 km, siendo más reducido en el sector oriental. La pendiente varía entre 4° y 6°, aunque localmente puede alcanzar los 12° (Fig. 2.1.A y B).

En la zona que va desde el borde occidental del Banco de Galicia hasta el Cabo Ortegal el talud continental se caracteriza por presentar una anchura media de 35 km pudiendo situarse la base hacia los 5000 m de profundidad. Presenta una pendiente media de 6°. Se caracteriza por estar erosionado por tres importantes cañones submarinos que, de oeste a este, son: Cañón de Lage,

Cañón de A Coruña y Cañón de El Ferrol. Así mismo, destaca la presencia de plataformas marginales situadas entre los 200 y 2500 m de profundidad que, de oeste a este, son: la Plataforma de Pardo Bazán, la Plataforma de Castro y la Plataforma de Ortegal (Fig. 2.1.A y B).

En la zona comprendida desde el Cabo Ortegal hacia el este el talud continental es más estrecho, con valores medios de anchura de 22 km, y más abrupto, con valores de pendiente media de 10°. Su límite inferior se sitúa sobre los 4700-4800 m de profundidad. Esta zona se caracteriza por la presencia de numerosos cañones submarinos, de los cuales caben destacar hacia el oeste los cañones de San Jorge y Frouseira y, hacia el este, el Cañón de Avilés (Fig. 2.1.A y B).

### 2.1.2. Llanuras abisales de Vizcaya e Iberia

El Margen Continental de Galicia está limitado al norte por la Llanura Abisal de Vizcaya y al oeste por la Llanura Abisal de Iberia. Estas llanuras se extienden a profundidades por encima de los 5000 m y 5300 m, respectivamente. En ellas se levantan el Alto de Charcot, de dirección E-O, al norte, y los altos de A Coruña y Finisterre, de dirección NE-SO, al oeste. Ambas llanuras se encuentran conectadas por el Paso del Theta Gap al oeste del margen.

En la zona de estudio la Llanura Abisal de Vizcaya ocupa una extensión de unos 40.000 km<sup>2</sup>. Está limitada al norte por el borde meridional del Alto de Charcot, al oeste por el Alto de A Coruña, al sur por el margen continental y al este por la desembocadura del Cañón de Avilés (Fig. 2.1.A).

Se caracteriza por un relieve muy suave, con profundidades que van desde 4700 m, en la parte más oriental de la zona de estudio, hasta alcanzar los 4900 m en el borde del Cabo Ortegal, con un valor de pendiente de 0,03°. A partir de este punto presenta una morfología elongada de dirección NE-SO, con una longitud de 250 km y una anchura de 100 km, que va disminuyendo hacia el suroeste hasta tener unos 30 km de ancho. La profundidad varía desde 4900 m, en el extremo de Cabo Ortegal, hasta 5100 m, en la zona próxima al Paso del Theta Gap. Presenta una pendiente suave hacia el suroeste y hacia el oeste con valores de 0,03° y 0,04°, respectivamente. (Fig. 2.1.B)

La Llanura Abisal de Vizcaya conecta con la Llanura Abisal de Iberia a través del Paso del Theta Gap, donde existe una diferencia de nivel entre ambas de 200 m.

La Llanura Abisal de Iberia en la zona de estudio se extiende unos 900 km<sup>2</sup>. Se sitúa inmediatamente al sur del Alto de A Coruña y al oeste de la zona del Banco de Galicia. Alcanza profundidades por encima de los 5300 m con una pendiente de unos 0,05° hacia el suroeste (Fig. 2.1.A y B)



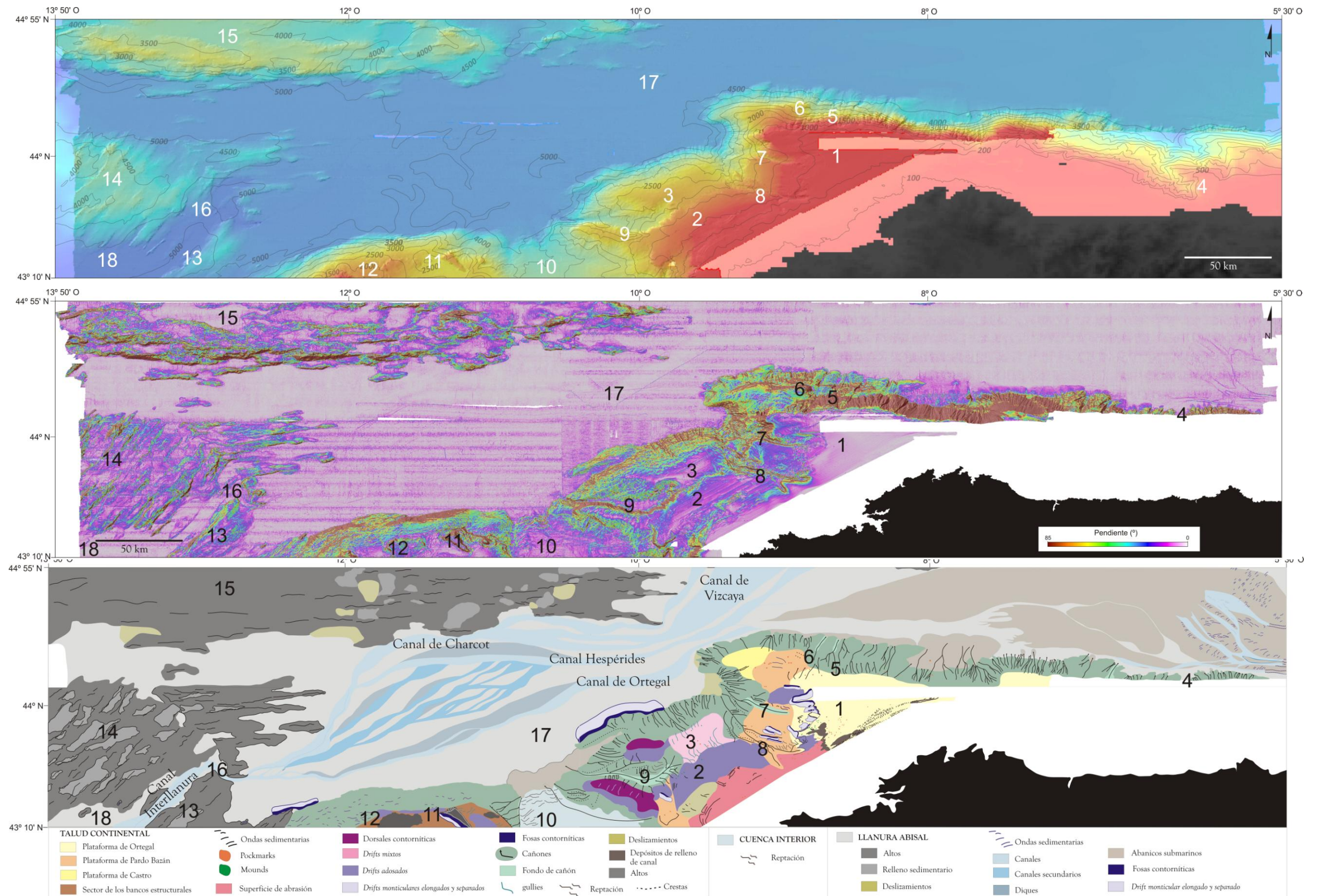


Figura 2.1. Zona de estudio. A) Modelo digital multihaz con los principales elementos fisiográficos. (1) Plataforma de Ortegal, (2) Plataforma de Pardo Bazán, (3) Plataforma de Castro, (4) Cañón de Avilés, (5) Cañón de La Frouseira, (6) Cañón de San Jorge, (7) Cañón de El Ferrol, (8) Cañón de A Coruña, (9) Cañón de Lage, (10) Cuenca Interior, (11) Alto de Fernando, (12) Alto de Ordoño, (13) Alto de Finisterre, (14) Alto de A Coruña, (15) Alto de Charcot, (16) Theta Gap, (17) Llanura Abisal de Vizcaya, (18) Llanura Abisal de Iberia. B) Mapa de pendientes. C) Mapa morfosedimentario.





## 2.2. RASGOS MORFOLÓGICOS DEL TALUD CONTINENTAL

En el talud continental de este margen se han identificado numerosos rasgos morfológicos tanto de origen tectónico como de carácter deposicional o erosivo. Los rasgos morfológicos controlados por la actividad tectónica del área de estudio están representados por escarpes, plataformas marginales y estructuras relacionadas con el escape de fluidos. Las morfologías deposicionales están representadas tanto por depósitos contorníticos como por depósitos por movimientos en masa. Los rasgos de origen erosivo están representados principalmente por cañones submarinos, gullies y fosas contorníticas generados tanto por procesos turbidíticos como por la interacción de las masas de agua con el fondo (Fig. 2.1.C).

### 2.2.1. Morfologías relacionadas con procesos tectónicos

#### 2.2.1.1. Plataformas Marginales

Se localizan en el sector occidental del Margen Continental de Galicia (Fig. 2.2). Se trata de superficies de gran extensión situadas en el talud continental entre  $43^{\circ} 20' - 44^{\circ} 10' N$  de latitud y  $8^{\circ} - 10^{\circ} 20' O$  de longitud y con pendientes relativamente suaves ( $0,2^{\circ}$  a  $2,5^{\circ}$ ). Están situadas entre los 200 y 2500 m de profundidad y están limitadas en su zona más próxima al continente por fallas. Destacan la Plataforma de Ortegal, Plataforma de Pardo Bazán y Plataforma de Castro.

a) Plataforma de Ortegal: Se extiende en dirección NE-SO unos 160 km y presenta en su zona de mayor extensión una anchura de 22 km. Se localiza a una profundidad entre los 200 y 400 m. Se caracteriza por presentar una forma triangular, con una ligera inclinación hacia el noroeste, con una pendiente de unos  $0,2^{\circ}$ . Al oeste de este sector destaca la presencia de dos cañones submarinos que cortan al talud en dirección NO-SE, denominados, de norte a sur, de El Ferrol y A Coruña, respectivamente (Fig. 2.2).

b) Plataforma de Pardo Bazán: Se caracteriza por presentar una orientación NE-SO con una longitud de 80 km y anchura de 25 km. Se extiende desde una profundidad de 900-1000 m hasta alcanzar los 1800 y 2000 m, con una pendiente de  $2,5^{\circ}$  (Fig. 2.2).

c) Plataforma de Castro: Se localiza a mayor profundidad, aproximadamente entre 2200 m y 2400 m (Fig. 2.2). Presenta una dirección NE-SO y una superficie regular ligeramente tendida hacia el noroeste con una pendiente de  $1,5^{\circ}$ . Al suroeste de este sector destaca la presencia del Cañón de Lage que se extiende en esta misma dirección.

#### 2.2.1.2. Altos estructurales y escarpes

Estos rasgos morfológicos de origen estructural se encuentran delimitando algunos dominios fisiográficos del margen. Sus vertientes presentan gradientes que oscilan entre  $14$  y  $30^{\circ}$ , desniveles entre 100 y 700 m, longitudes entre 5 y 20 km y direcciones que varía entre NO-SE,

NE-SO y NNO-SSE (Fig. 2.3.A). Se localizan en el sector occidental del margen en dos zonas bien diferenciadas que van a describirse a continuación:

a) Zona del Banco de Galicia (Fig. 2.3.B y C). En esta zona destaca la presencia de tres altos estructurales con desniveles en sus flancos de hasta 650 m. Al oeste de esta zona se encuentra el Alto de Ordoño delimitado por escarpes de dirección NNO-SSE y NE-SO, presenta un desnivel de unos 450 m y pendientes de entre  $16^{\circ}$  y  $30^{\circ}$ . El Alto de Fernando, localizado en la parte central, está delimitado por escarpes de dirección NE-SO y NO-SE, 550 m de desnivel, y pendientes de  $23^{\circ}$ - $30^{\circ}$ . En el extremo oriental de esta zona se localiza el tercero de estos altos, delimitado por escarpes de dirección NO-SE que alcanzan los 650 m de desnivel y con pendientes de  $20^{\circ}$ - $24^{\circ}$ .

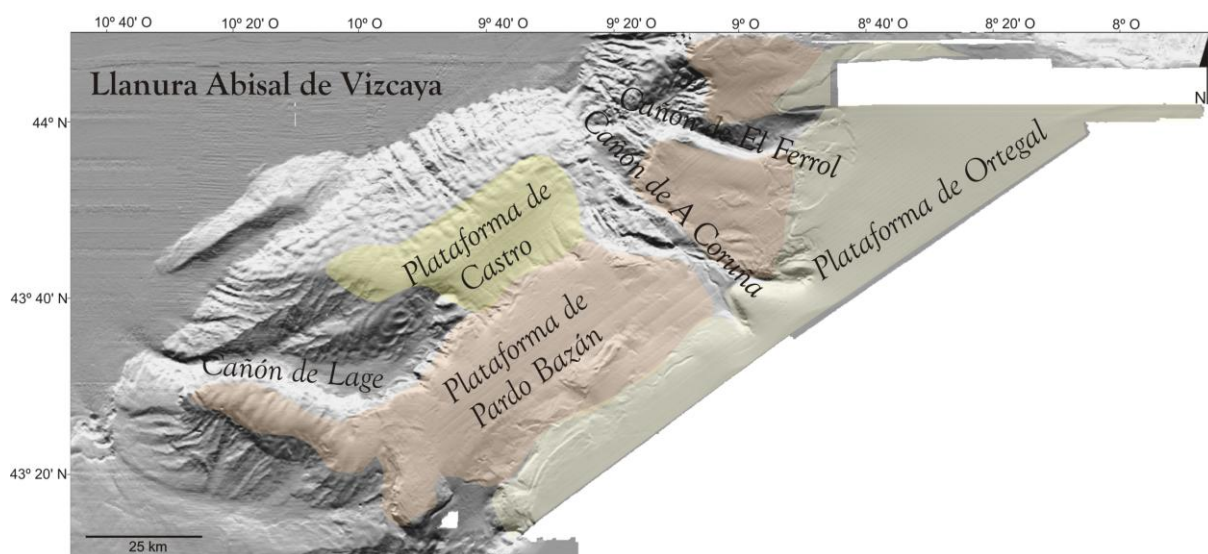


Figura 2.2. Mapa de batimetría con la localización de las plataformas marginales en el sector occidental del Margen Cantábrico.

b) Zona de las plataformas marginales (Fig. 2.3.D y E). La Plataforma de Ortegá se encuentra limitada por dos escarpes de direcciones NE-SO y NNE-SSO. Éstos tienen pendientes de  $14^{\circ}$ - $18^{\circ}$ , con algún tramo en torno a  $22^{\circ}$ , y muestran un desnivel que varía entre 150-200 m. Además, al suroeste de la Plataforma de Pardo Bazán se identifica otra escarpa con dos direcciones principales, NNE-SSO y NE-SO, pendientes de  $18^{\circ}$ - $27^{\circ}$  y que tiene un desnivel de 700 m.

#### 2.2.1.3. Estructuras relacionadas con migración de fluidos

Las evidencias de migración de fluidos se localizan, principalmente, en el sector central de la zona de estudio, concretamente en la Plataforma Marginal de Ortegá (Fig. 2.4.A y B). Estas evidencias comprenden anomalías acústicas y elementos morfológicos que se identifican tanto en el fondo marino como afectando hasta unos 25 ms del registro sedimentario (Fig. 2.4.C y D).



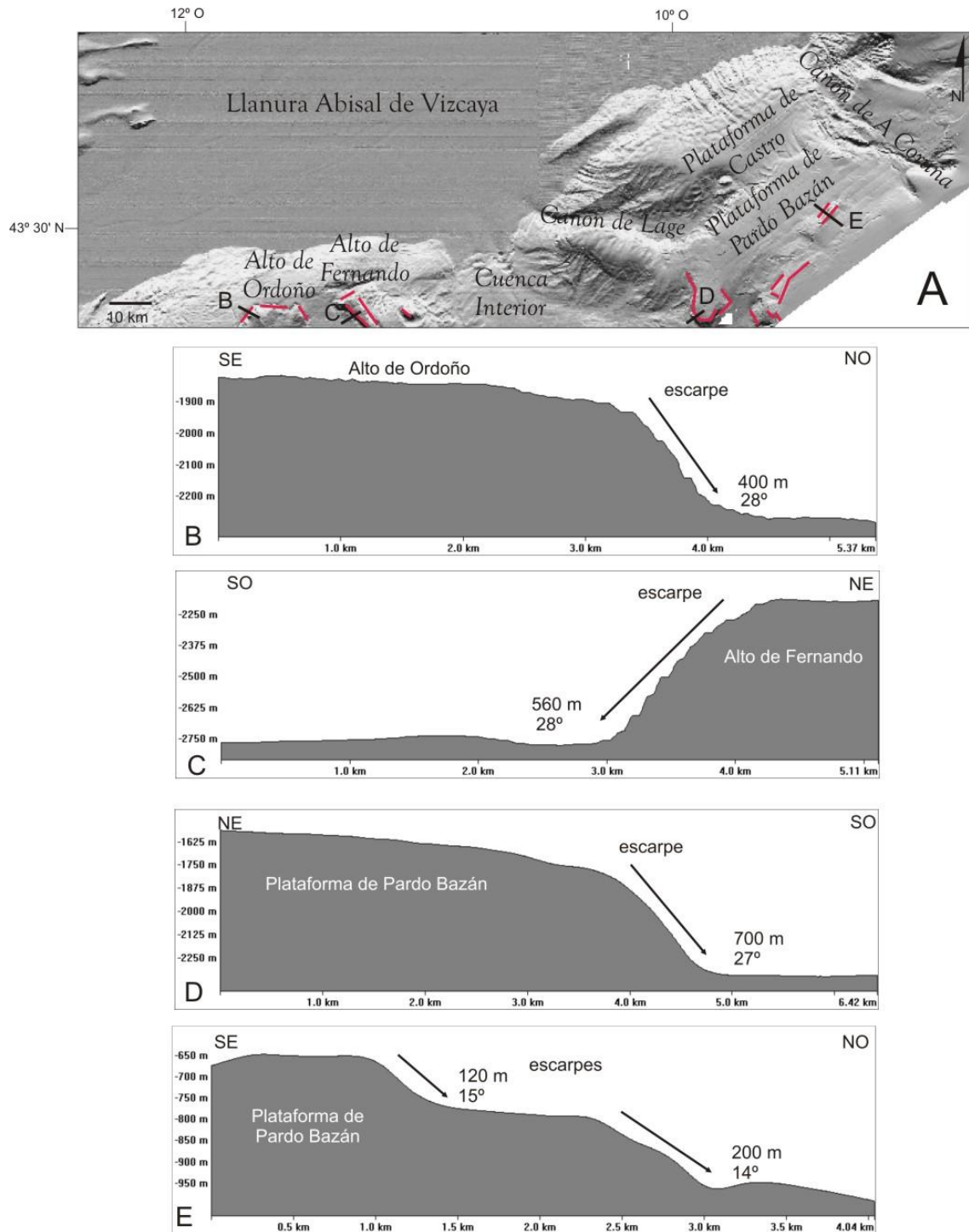


Figura 2.2. A) Mapa batimétrico con la localización de los principales escarpes (líneas rojas) del margen continental. B) Perfil topográfico del Alto de Ordoño. C) Perfil topográfico del Alto de Fernando. D y E) Perfiles topográficos de la Plataforma de Pardo Bazán. Ver localización de estos perfiles topográficos en (A).

Se observan abombamientos en la superficie del fondo marino asociados a perturbaciones columnares transparentes que parece estar relacionado con la migración de fluido a la superficie que constituyen la etapa inicial de la formación de los *pockmarks* (Hovland, 1981) (Fig. 2.4.C). Alcanzan un metro de altura y hasta 150 m de diámetro. Otras morfologías positivas con

formas circulares o elípticas son los *mounds* coralinos que alcanzan los 3 m de altura y hasta 150 m de diámetro, que se concentran principalmente en el sector occidental de la plataforma marginal de Ortegal, formados por la precipitación de carbonatos asociados a las emisiones de fluidos ricos en hidrocarburos (Fig. 2.4.D). La presencia de compuestos como el metano sirve como fuente de energía a las bacterias quimiosintéticas dando lugar a la oxidación anaeróbica del metano y la precipitación de carbonato.

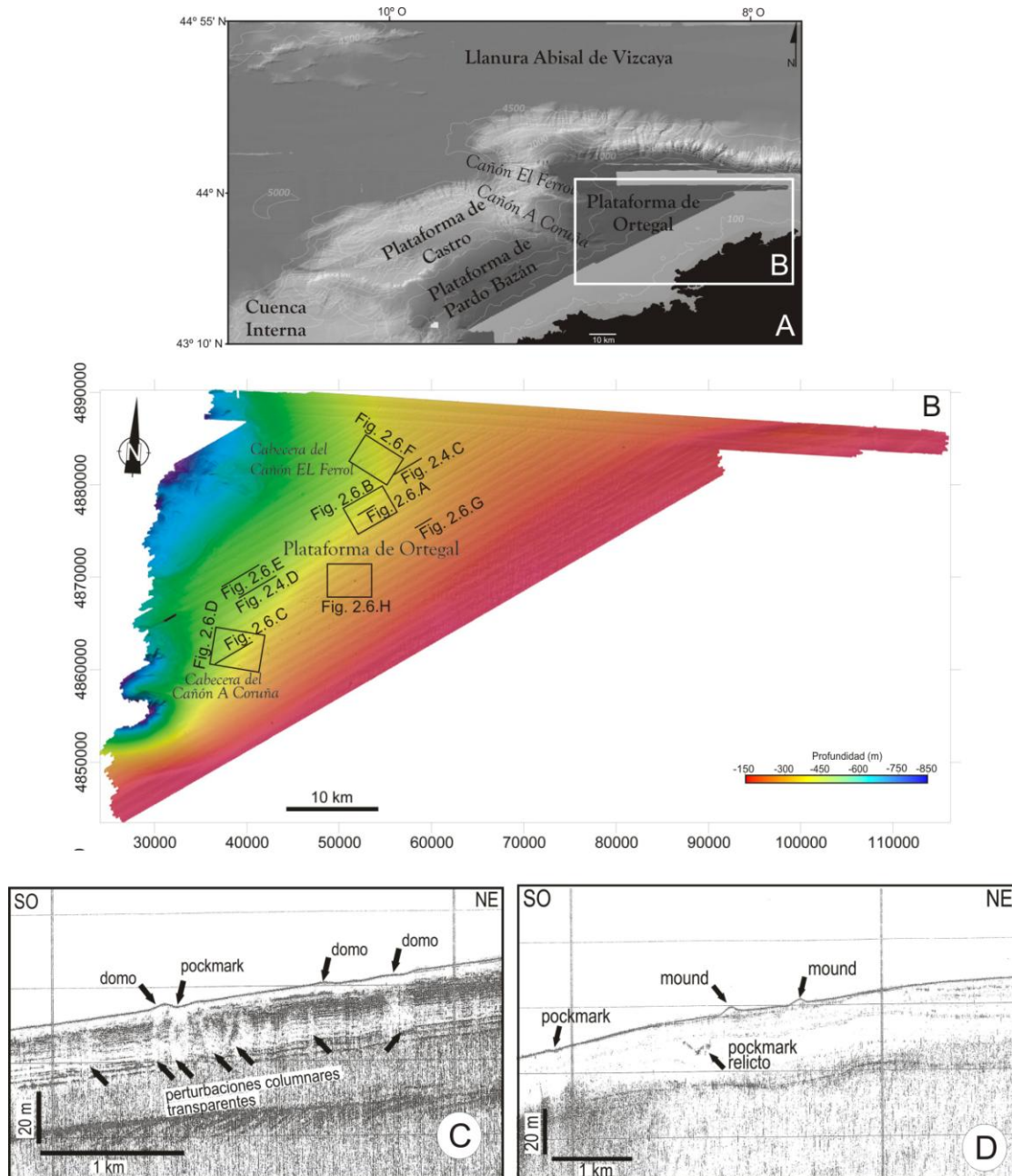


Figura 2.4. A) Modelo Digital del Terreno (MDT) del sector central de la zona de estudio constituido por la zona de las plataformas marginales. B) MDT de la Plataforma Marginal de Ortegal donde se localizan las principales evidencias de migración de fluidos de la zona de estudio. C) Perfil sísmico de muy alta resolución donde se observan abombamientos de la superficie del fondo marino coincidiendo con perturbaciones columnares transparentes de la señal sísmica. D) Perfil de sísmica de muy alta resolución donde se observan montículos (*mounds*) que se desarrollan sobre el fondo marino. La localización de los perfiles sísmicos C y D se señala en B.

También se ha cartografiado *pockmarks* tanto en superficie como relictos que se originan por la salida constante y continua de gas a superficie (Fig. 2.5.A). Se han identificado en el sector central de la zona de estudio un total de 480 *pockmarks*, 349 superficiales y 131 relictos (Fig. 2.5.A). Estas estructuras presentan un diámetro que varía entre 29 y 448 m y una profundidad entre 1 y 16 m. Se encuentran separadas unas de otras entre 1000 y 6000 m, con un valor medio de 2300 m. Se concentran principalmente en la parte central y a lo largo del límite norte de la Plataforma de Ortegá (Fig. 2.5.A), y se distribuyen según dos direcciones: NE-SO y NNO-SSE a N-S (Fig. 2.5.B). En general, se puede observar en los perfiles sísmicos que estos *pockmarks* se caracterizan por presentar una sección en U o V que puede ser simétrica o asimétrica, y en ocasiones existen pequeños abombamientos de superficie asociados a ellos. En función de la nomenclatura utilizada por Hovland (1981, 1982) y Hovland y Judd (1988), se han agrupado los *pockmarks* superficiales en cuatro tipos atendiendo a la morfología de su perfil y planta: regulares, irregulares, asimétricos y compuestos (Fig. 2.6).

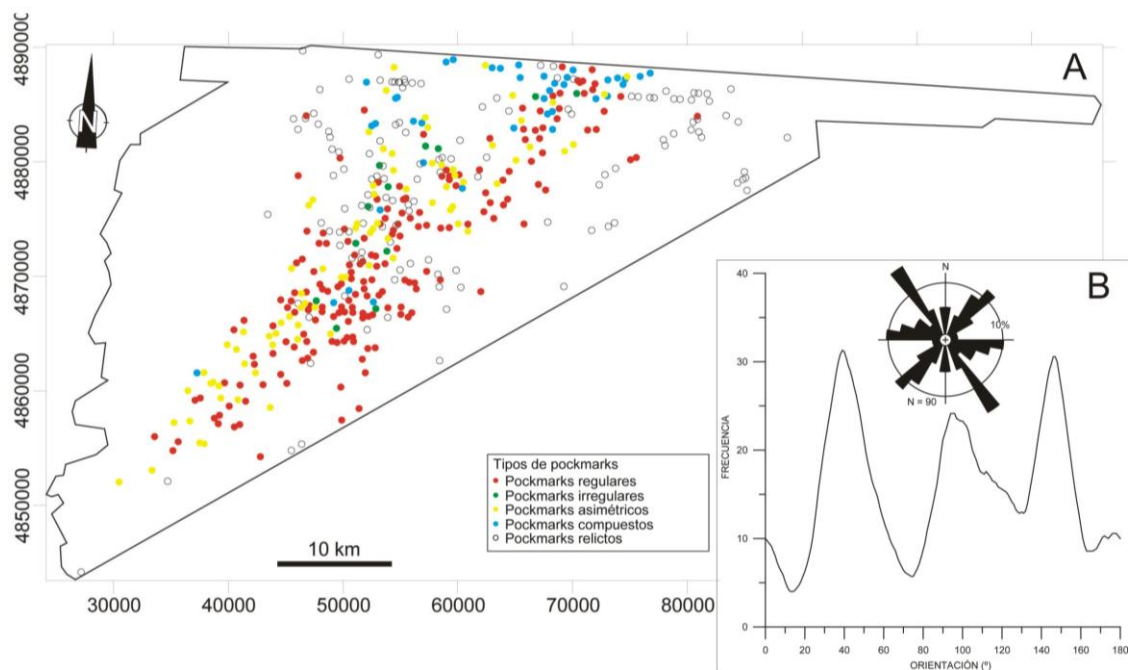


Figura 2.5. A) Mapa de distribución de los distintos tipos de *pockmarks*. B) Curva de frecuencia y diagrama en rosa de la orientación de los ejes mayores de los *pockmarks* ovalados.

**Regulares:** Este es el tipo morfológico más abundante con un total de 219 *pockmarks* identificados. Se caracterizan por presentar una forma ovalada o circular en planta y un perfil transversal en U o V. Se distribuyen según dos direcciones principales: NNO-SSE a N-S y NE-SO. Presentan diámetros con valores que oscilan entre los 40 y 415 m y profundidades entre 1 y 6 m (Fig. 2.6.A y B).

**Irregulares:** Se han identificado alrededor de 12 *pockmarks* de este tipo, principalmente concentrados en el sector central de la Plataforma de Ortegá distribuidos según una dirección N-S. En planta presentan formas circulares o elípticas mientras que los perfiles transversales

muestran pendientes escalonadas con aterrazamientos (Fig. 2.6.C y D). El diámetro varía entre 60 m y 214 m, con valores medios de 141 m. La profundidad varía entre 2 m y 5 m, con valores medios de 3 m.

*Asimétricos*: Se han identificado 79 *pockmarks* asimétricos caracterizados por presentar en planta una forma de lágrima. Se distribuyen según dos direcciones principales NNO-SSE a N-S y NE-SO. La longitud de estos *pockmarks* varía entre 62 m y 266 m, con un valor medio de 158 m, y la profundidad varía entre 1 m y 4 m, con un valor medio de 2 m (Fig. 2.6.E y F).

*Compuestos*: La mayoría de los *pockmarks* descritos se encuentran como elementos aislados e independientes sin embargo se ha observado como en ocasiones se pueden encontrar *pockmarks* superpuestos, de manera que existen *pockmarks* más pequeños situados dentro de otros mayores, así como compuestos donde varios se unen por sus bordes. Se han determinado 39 *pockmarks* de este tipo caracterizados por un perfil transversal en forma de W. Se distribuyen según una dirección ENE-OSO, con valores de diámetro que varían entre 87 y 332 m y profundidades entre 1 y 3 m (Fig. 2.6.G y H).

## 2.2.2. Morfologías deposicionales

### 2.2.2.1. Depósitos contorníticos

Se han identificado depósitos contorníticos localizados en diferentes partes a lo largo del sector occidental del margen continental de la zona de estudio y a profundidades que van desde los 500 m hasta 4500 m. Atendiendo a su morfología y en la localización del eje de máximo flujo se han identificado tres tipos distintos (siguiendo la nomenclatura de Faugères *et al.*, 1999; Stow *et al.*, 2002; Rebesco y Camerlenghi, 2008): *drift adosado*, *drift monticular elongado* y *separado* y *drift mixto*, así como *dorsales contorníticas* y *ondas sedimentarias*. A continuación se va a realizar una descripción de estos depósitos en función de su localización.

#### 2.2.2.1.1. Drifts adosados, drifts monticulares elongados y separados y drifts mixtos

##### a) Plataforma de Ortegá

Se han identificado dos tipos de depósitos contorníticos, localizados en el margen meridional de las cabeceras de los cañones de El Ferrol y A Coruña (Fig. 2.7.A): *drifts adosados* y *drifts monticulares elongados* y separados.

En la cabecera del Cañón de A Coruña se localiza un *drift adosado* a una profundidad entre 400 y 500 m, con una longitud de 8 km y una anchura de 11 km. En los perfiles sísmicos se caracteriza por presentar una morfología convexa, con el relieve positivo en la parte central del depósito y reflectores continuos, paralelos y ligeramente convexos, de reflectividad muy alta (Fig. 2.7.B).



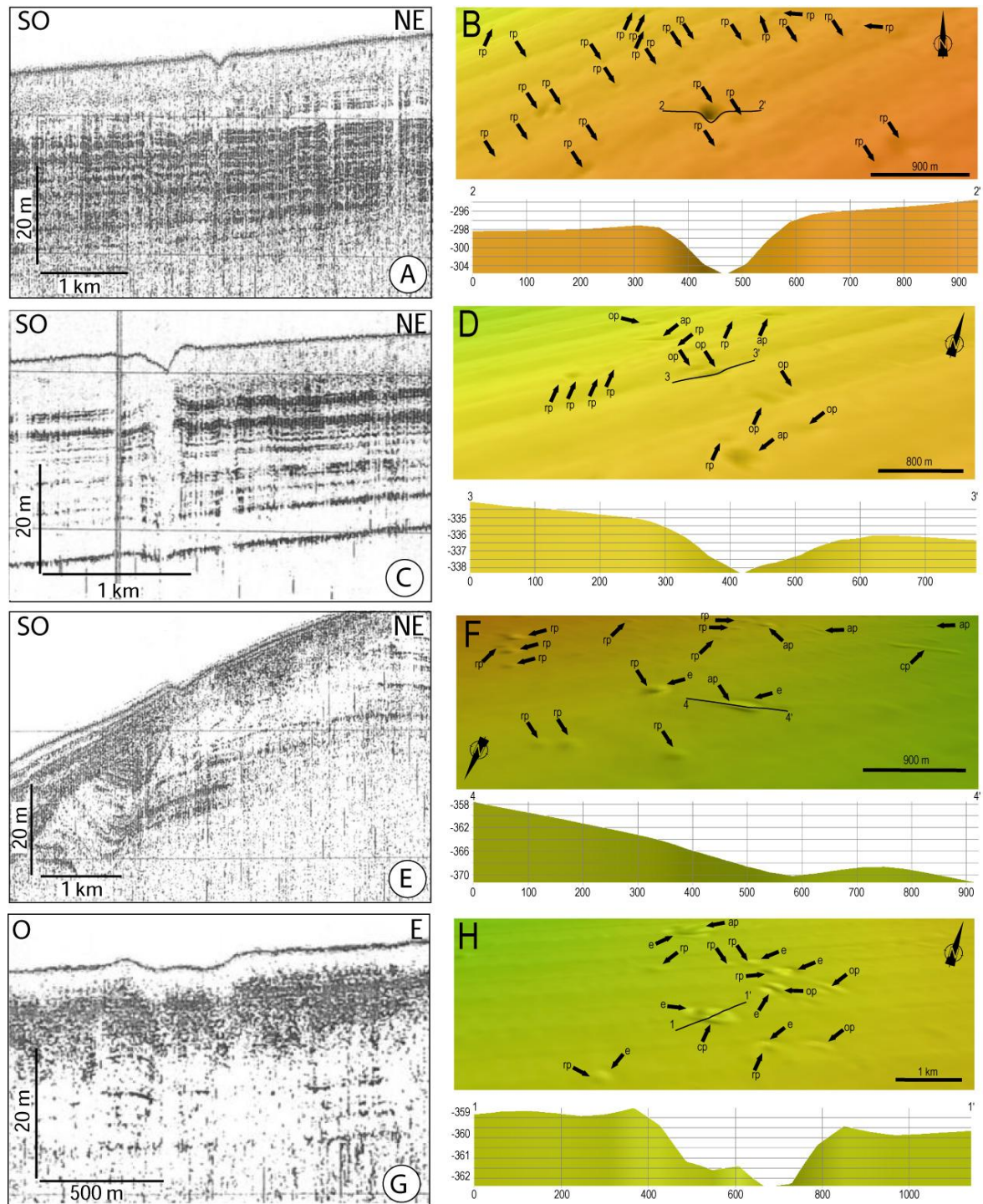


Figura 2.6. Ejemplos de pockmarks identificados a partir de la sonda paramétrica y de datos batimétricos: (A y B) Regular, rp; (C y D) Ovalado (en planta) o Irregular (en perfil), op; (E y F) Asimétrico, ap; y (G y H) Compuesto, cp. Ver Fig. 2.4.B para localización.

Los drifts monticulares elongados y separados son depósitos de dimensiones muy variables con una morfología monticular y elongada y una configuración interna de sus reflectores progradante talud arriba. Localizados en el sector occidental de la Plataforma de Ortegá, en la cabecera del Cañón de El Ferrol, se identifican cuatro depósitos de este tipo a una profundidad entre 500 y 600 m (Fig. 2.7.C). Estos depósitos se caracterizan por una anchura de 2-8 km, una longitud de

3 a 9 km y direcciones variables: NE-SO, NO-SE y E-O. Además, el *drift* localizado en la parte más septentrional tiene asociado un campo de dorsales contorníticas que será descrito más adelante. Además, se han identificado tres *drift monticulares elongados y separados* al noroeste de la Plataforma de Ortegal, a una profundidad entre 600 y 800 m. Estos depósitos tienen una longitud de entre 9 y 12 km, una anchura entre 2 y 3,5 km y se extienden en dirección NE-SO y E-O. En los perfiles sísmicos estos depósitos se caracterizan por presentar una morfología convexa con un primer relleno transparente seguido de reflectores de alta reflectividad (Fig. 2.7.D).

Al norte del Cañón de El Ferrol, a una profundidad de entre 1000 y 1200 m, se vuelve a observar un *drift* adosado, que presenta una longitud de 19 km y una anchura de 11 km cubriendo una superficie de unos 210 km<sup>2</sup>. En los perfiles sísmicos se caracteriza por presentar reflectores continuos y paralelos de alta reflectividad (Fig. 2.7.E).

#### b) Plataforma de Pardo Bazán

En la Plataforma de Pardo Bazán se han identificado dos tipos de depósitos contorníticos; *drift adosado* y *drift monticular elongado y separado* (Fig. 2.8. A).

Se han reconocido tres *drifts adosados* localizados a una profundidad entre 1200 y 1700 m. Uno de estos depósitos se encuentra cubriendo esta plataforma casi en su totalidad con una longitud de 55 km y una anchura de 20 km (Fig. 2.8.B). El otro depósito de este tipo se encuentra en el extremo occidental de esta plataforma, a una profundidad de 1700 m. Presenta una longitud de unos 9 km y una anchura de 11 km. En los perfiles sísmicos este depósito se caracteriza por presentar una morfología convexa con reflectores continuos y paralelos de alta reflectividad (Fig. 2.8.C). El otro depósito se localiza en el extremo nororiental, al sur del Cañón de A Coruña, a una profundidad de 1200 m. Se extiende en dirección NO-SE con una longitud de 10,5 km y una anchura de 3,5 km. En los perfiles sísmicos estos depósitos se caracterizan por una morfología convexa con reflectores continuos de alta reflectividad (Fig. 2.8.D).

Además, se ha identificado un *drift monticular elongado y separado* que se localiza en el extremo suroccidental de esta plataforma a una profundidad de 1600 m (Fig. 2.8.C). Se extiende a lo largo de unos 8 km en dirección NO-SE, con una anchura de 2,5 km.

Al norte del Cañón de A Coruña se han identificado cuatro depósitos contorníticos de tipo *monticular elongado y separado* a una profundidad entre 1200 y 1400 m (Fig. 2.8.A). Se extienden en dirección NO-SE a lo largo de entre 7 y 10 km, con anchuras entre 2 y 3 km.

#### c) Plataforma de Castro

Se han identificado *drifts adosados y mixtos* a profundidades entre 2200 y 2700 m. La Plataforma de Castro tiene una superficie de unos 545 km<sup>2</sup> y está cubierta por un depósito contornítico de tipo *mixto*. Este depósito tiene una longitud de 32 km y una anchura de 17 km. En los perfiles sísmicos este depósito se caracteriza por presentar reflectores continuos y paralelos, de reflectividad muy alta, con truncación de estos reflectores hacia el noroeste (Fig. 2.8.E).



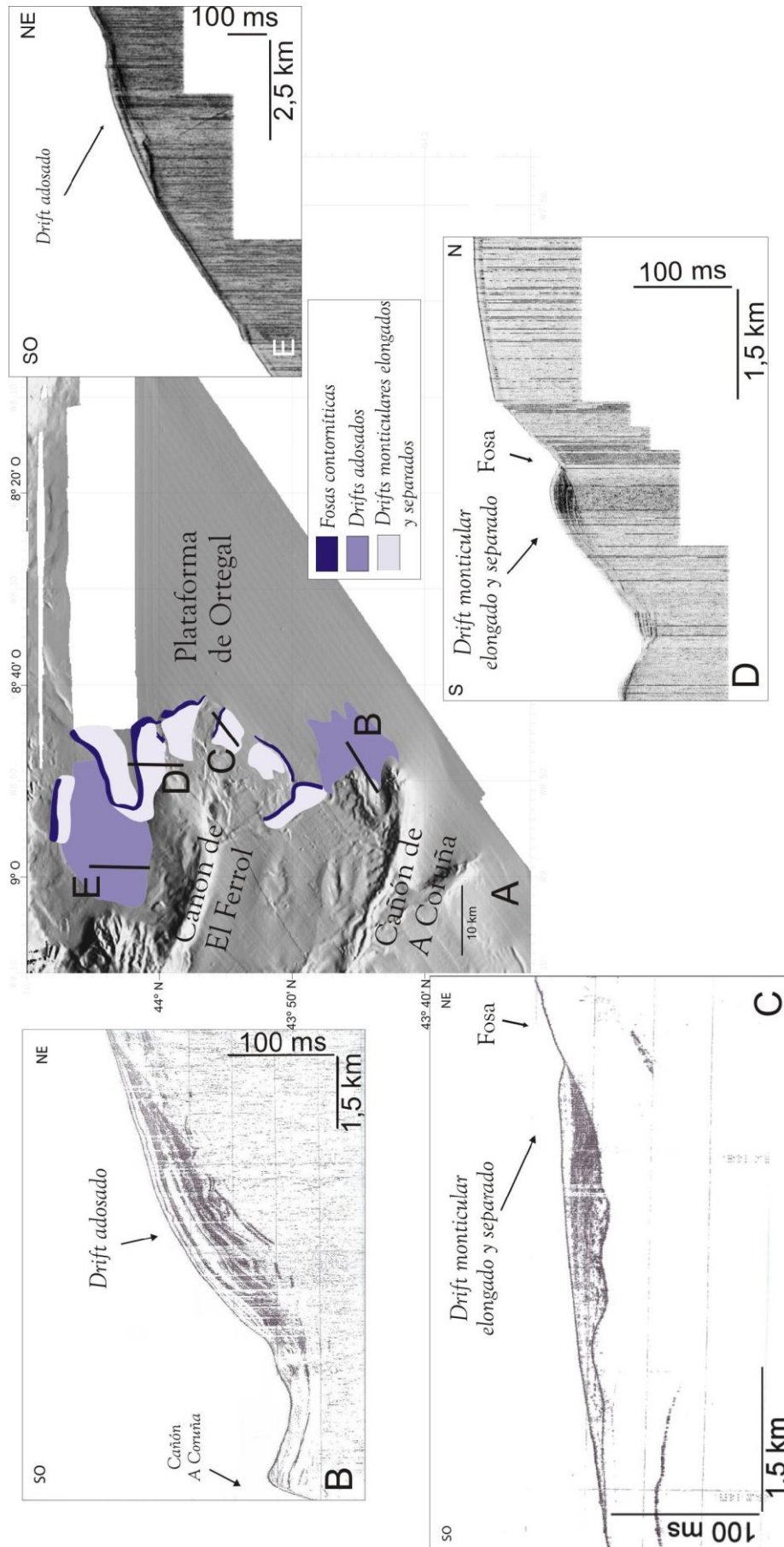


Figura 2.7. A) Mapa batimétrico con la localización de los depósitos contorníticos en el sector de la Plataforma de Ortiga de Plata y perfiles sísmicos de alta resolución mostrando algunos ejemplos. B) Drift adosado y C) Drift monticular elongado y separado localizados en el extremo occidental. D) Drift monticular elongado y separado y E) Drift adosado localizados en el extremo noroccidental. El recuadro a corresponde al detalle señalado en E.

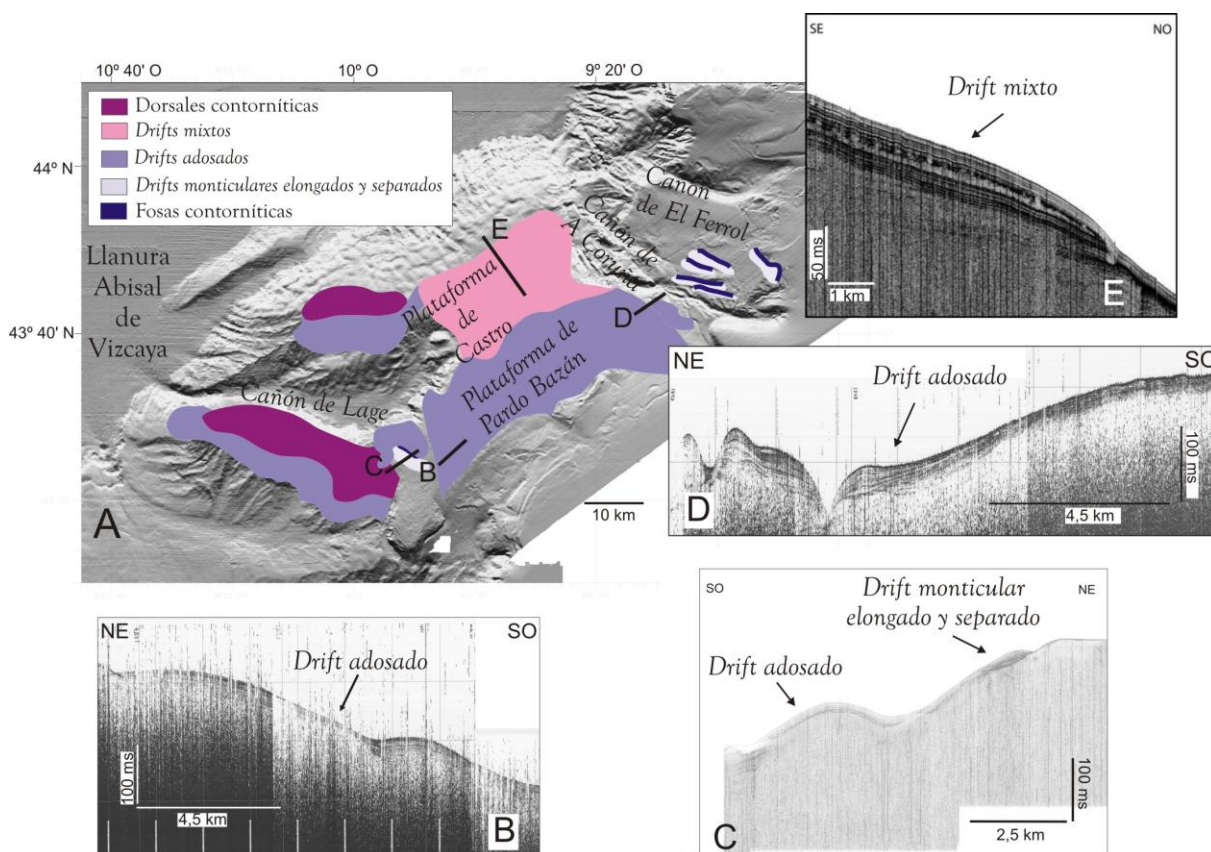


Figura 2.8. A) Mapa batimétrico con la localización de los depósitos contorníticos en la Plataforma de Pardo Bazán y Plataforma de Castro y perfiles sísmicos de alta resolución mostrando algunos ejemplos. B) Ejemplo del drift adosado localizado a lo largo de la Plataforma de Pardo Bazán. C) Drift adosado y drift monticular elongado y separado localizado en el extremo suroccidental de la Plataforma de Pardo Bazán. D) Drift adosado localizado al sur del Cañón de A Coruña. E) Depósito mixto en la Plataforma de Castro. Ver localización en (A).

Al oeste de este sector se han identificado dos *drift adosados* que van a ser descritos de norte a sur. El primero se encuentra a continuación de la Plataforma de Castro a una profundidad de 2500 m. Se extiende a lo largo de 22,5 km de longitud en dirección E-O y tiene una anchura de unos 9 km. Al sur de este depósito se localiza el segundo *drift adosado* a una profundidad de 2700 m. Este depósito se extiende en dirección NO-SE con una longitud de 48 km y una anchura de 6 km (Fig. 2.8.A).

#### d) Banco de Galicia

En el sector de los bancos estructurales de Fernando y Ordoño se han identificado un *drift monticular elongado y separado* y tres *drifts adosados* (Fig. 2.9.A). Al suroeste del Alto de Fernando se ha localizado un *drift monticular elongado y separado* a una profundidad de 2700 m. Se extiende a lo largo de unos 15 km de longitud en dirección NO-SE con una anchura de 2 km. En los perfiles sísmicos este depósito se caracteriza por presentar una morfología convexa con reflectores continuos, paralelos y ligeramente convexos y de alta reflectividad (Fig. 2.9.B).

Los depósitos contorníticos adosados identificados en este sector se localizan a una profundidad de unos 2600 m. El primero de estos depósitos, situado en la parte más occidental, se caracteriza por tener una longitud de 7,5 km y una anchura de 5 km. Hacia el este de este depósito se localiza el segundo *drift adosado* caracterizado por presentar una morfología elongada de dirección E-O. Tiene una longitud de 24 km y una anchura de unos 2 km. En la parte más oriental de este sector, a una profundidad de 2570 m, se encuentra el último de estos depósitos que presenta 12 km de longitud y 7 km de anchura (Fig. 2.9.C).

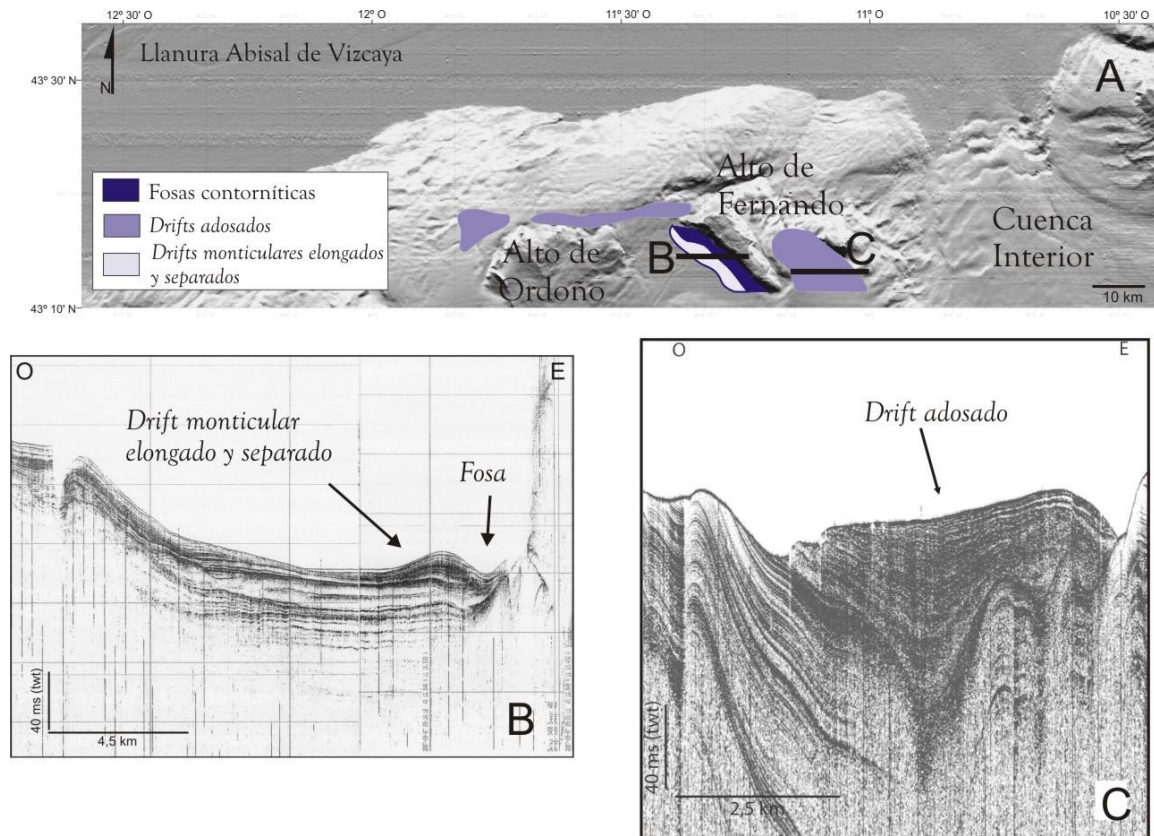


Figura 2.9. A) Mapa batimétrico con la localización de los depósitos contorníticos en el sector de los bancos estructurales. B) Perfil sísmico de alta resolución mostrando el ejemplo del drift monticular elongado y separado localizado al suroeste del Alto de Fernando. C) Perfil sísmico de alta resolución mostrando el ejemplo de un drift adosado al este del Alto de Fernando. Ver localización en A.

#### 2.2.2.1.2. Dorsales contorníticas y ondas sedimentarias

Al oeste de las plataformas de Castro y de Pardo Bazán se han localizado dos zonas muy amplias que se han identificado como dorsales contorníticas, así como en el extremo septentrional de la Plataforma de Ortegal (Fig. 2.10.A). La sección transversal de estas dorsales muestra una morfología convexa y ligeramente asimétrica con el flanco occidental más tendido que el flanco oriental (Fig. 2.10.B y C). Estas zonas cubiertas por dorsales contorníticas se han identificado únicamente en este sector del margen y van a ser descritas a continuación de oeste a este.



Al oeste de la Plataforma de Pardo Bazán se encuentra la primera zona de dorsales cubriendo una superficie de 240 km<sup>2</sup> a una profundidad entre 2400 y 2600 m. Presenta una longitud de 30 km y una anchura de 8 km y se extiende en dirección NO-SE. En este caso, las dorsales contorníticas que atraviesan esta zona se disponen en dirección NE-SO y pueden alcanzar una profundidad de incisión de hasta 25 m (Fig. 2.10.B).

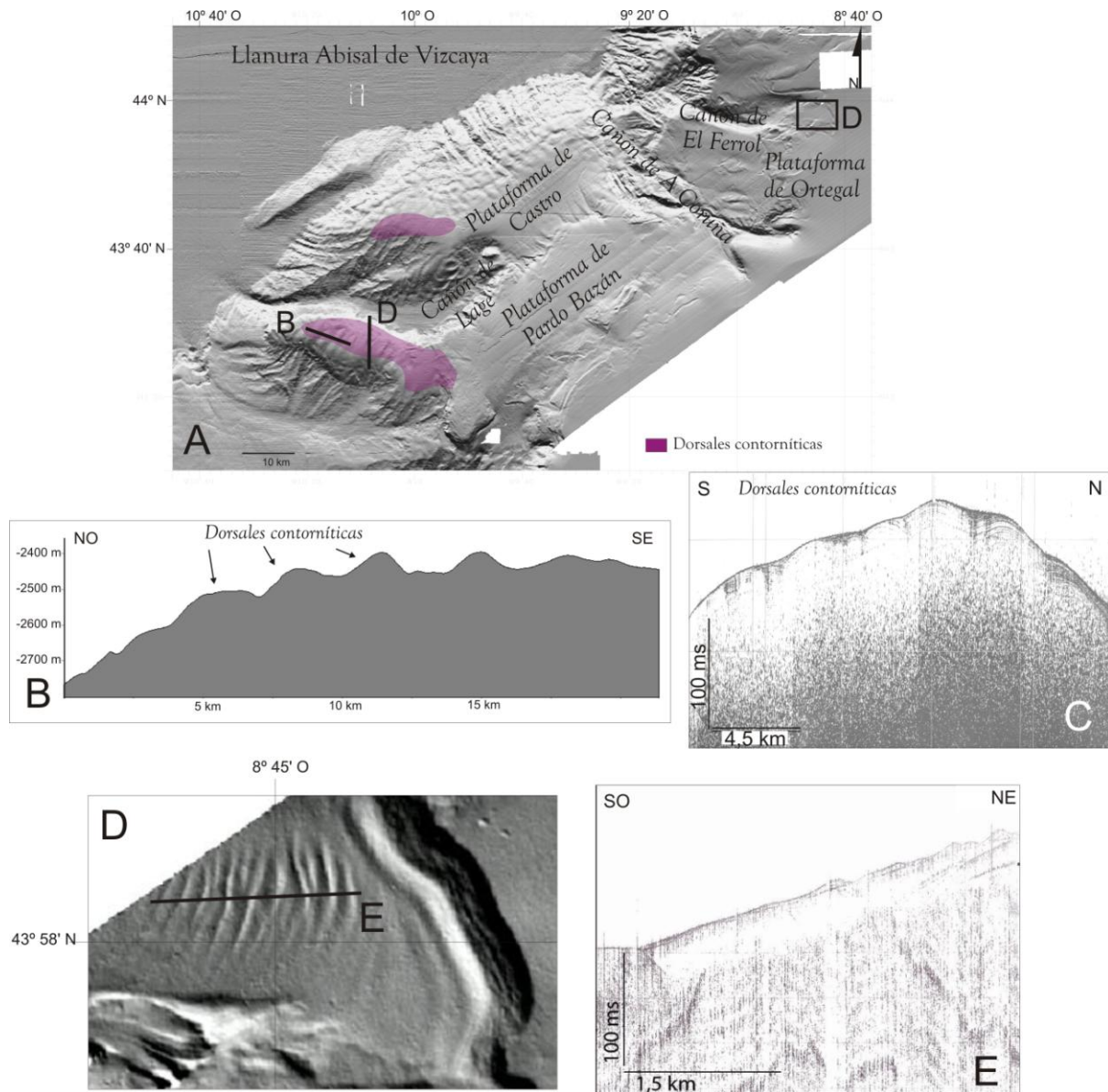


Figura 2.10. A) Mapa batimétrico donde se localizan las dorsales contorníticas en el sector central del margen y ondas contorníticas en el Cañón de El Ferrol. B) Perfil topográfico de las dorsales situadas al oeste de la Plataforma de Pardo Bazán. Ver localización en (A). C) Perfil sísmico de alta resolución mostrando el ejemplo de dorsales contorníticas en el sector occidental del margen. D) Mapa batimétrico de la cabecera del cañón de El Ferrol, donde se observa en detalle las ondas sedimentarias paralelas y de dirección N-S. Ver localización en (B). E) Perfil sísmico de TOPAS que cruza transversalmente las ondas sedimentarias evidenciando su morfología asimétrica. Ver localización en C.

La segunda se encuentra al oeste de la Plataforma de Castro a una profundidad entre 2500 y 2700 m. Se extiende en dirección E-O a lo largo de unos 20 km de longitud y con una anchura de unos 7 km. Esta zona se encuentra cubierta por dorsales de dirección N-S que presentan una incisión que puede alcanzar los 15 m.

Además, se han identificado ondas sedimentarias en la cabecera del Cañón de El Ferrol, en la Plataforma de Ortegal, sobre uno de los depósitos contorníticos (Fig. 2.10.D). Presentan una dirección N-S y ocupan una extensión de  $10 \text{ km}^2$  a una profundidad de entre 600 y 650 m. Tienen una altura de 5 m y una anchura de 200 m. Son asimétricas con una mayor pendiente del flanco este ( $3^\circ$ ), lo que indica un desplazamiento de las ondas en esta dirección. En los registros sísmicos se caracterizan por presentar morfologías asimétricas de baja reflectividad (Fig. 2.10.E).

También en el extremo meridional de la Plataforma Marginal de Ortegal se observa la presencia de una sucesión de ondas de dirección N-S (Fig. 2.11.A y B). Esta superficie ocupa una extensión de  $400 \text{ km}^2$  a una profundidad entre 200 y 250 m. Estas ondas son simétricas y se caracterizan porque sus crestas se sitúan a una altura máxima de 2 m sobre el nivel de base de la plataforma y tienen una amplitud media de 500 m. En los perfiles sísmicos se observa zonas con un relieve positivo y negativo, cuyo reflector del fondo presenta una alta reflectividad, formando pequeñas ondulaciones en el fondo marino (Fig. 2.11.C).

#### 2.2.2.2. Depósitos por movimientos en masa

En el sector occidental del Margen Continental de Galicia, en la zona de estudio, se han podido determinar la existencia de rasgos morfológicos sedimentarios y erosivos de origen gravitacional (Fig. 2.12.A). Se han identificado estas morfologías en dos zonas: en el flanco septentrional del Banco de Galicia y en el sector proximal de la Plataforma de Pardo Bazán (Fig. 2.12.A). Estos depósitos se encuentran asociados a escarpes y en los perfiles sísmicos se caracterizan por la presencia de reflectores ondulados a partir de superficies de deslizamiento que generan pequeños cuerpos con morfologías onduladas y asimétricas en superficie de alta reflectividad (Fig. 2.12).

En la zona del Banco de Galicia el gradiente medio es de  $8^\circ$  pudiendo alcanzar los  $17^\circ$  en algunos puntos y estos depósitos ocupan, aproximadamente, una extensión de unos  $900 \text{ km}^2$  (Fig. 2.12.B). Los depósitos localizados en la Plataforma de Pardo Bazán se extienden aproximadamente unos  $300 \text{ km}^2$ , orientados según una dirección NE-SO con un gradiente de pendiente máximo de  $5^\circ$ .

Se han identificado depósitos por movimientos en masa en el talud inferior a la salida de los cañones de El Ferrol y A Coruña. Estos depósitos cubren una superficie de unos  $150\text{-}200 \text{ km}^2$  sobre la llanura abisal a una profundidad entre 4800 y 4900 m (Fig. 2.12.C).

Además, se han identificado depósitos de deslizamiento y reptación en el extremo septentrional de las cabeceras de los cañones de El Ferrol y A Coruña. Se manifiestan en forma de

ondulaciones originando pequeñas terrazas orientadas de forma perpendicular a la línea de la pendiente. Los depósitos más relevantes se asocian al Cañón de A Coruña donde ocupan una extensión de aproximadamente 70 km<sup>2</sup>. Este tipo de depósitos de reptación también se han identificado en el extremo septentrional de la Cuenca Interior, a una profundidad de 4100 m, donde se extienden aproximadamente unos 400 km<sup>2</sup> hacia el norte (Fig. 2.1.A).

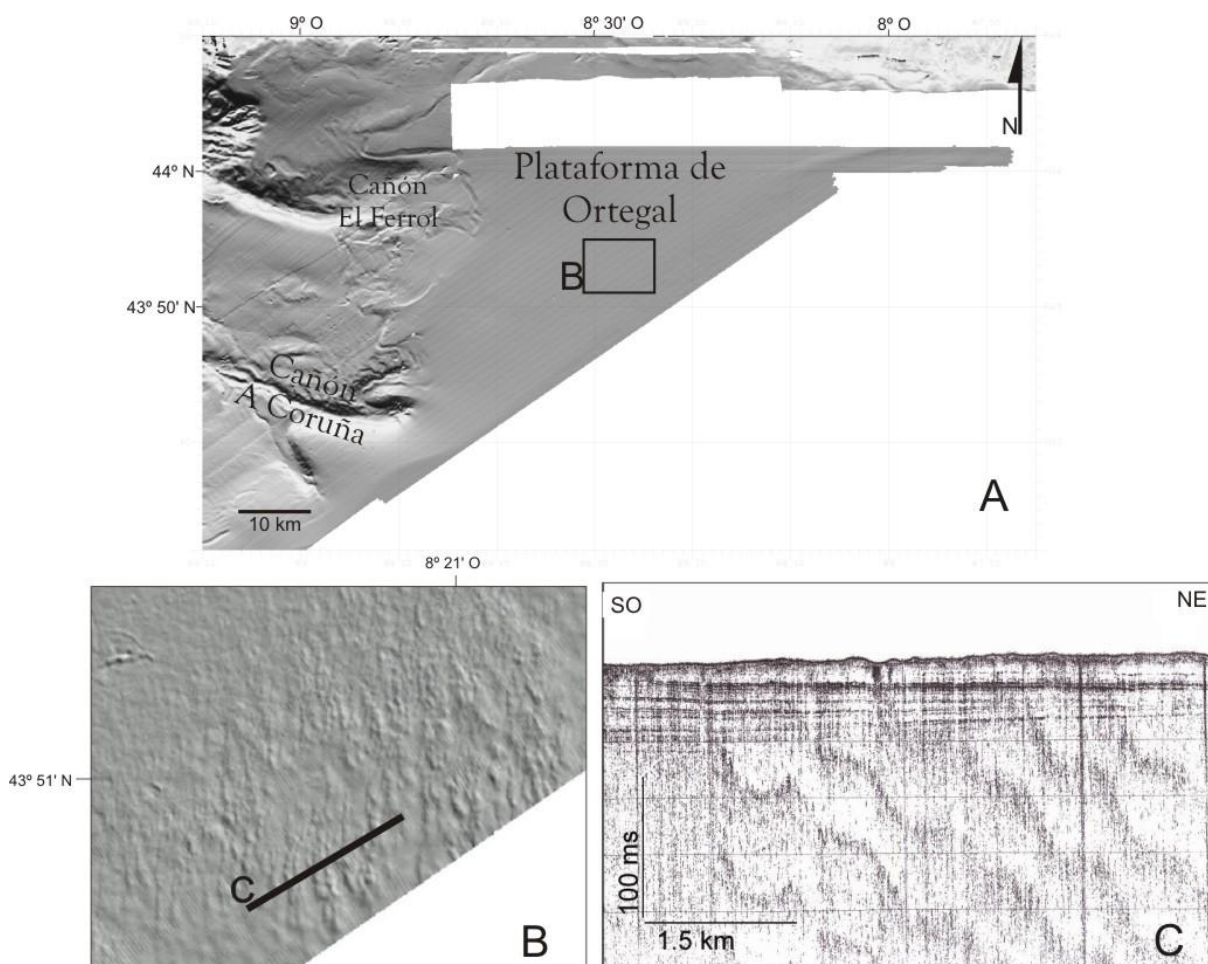


Figura 2.11. A) Mapa batimétrico de la Plataforma de Ortegá. B) Mapa batimétrico de detalle donde se localizan las ondas sedimentarias de dirección N-S. Ver localización en (A). C) Perfil sísmico de TOPAS donde se muestra la superficie de ondas al sur de la Plataforma de Ortegá, caracterizadas por un fuerte reflector del fondo y morfología asimétrica. Ver localización en B.

### 2.2.3. Morfologías erosivas

#### 2.2.3.1. Cañones submarinos

El talud continental se caracteriza por estar erosionado por numerosos cañones submarinos, algunos de ellos con claro control tectónico, en cuyas cabeceras se identifican numerosos tributarios con una distribución dendrítica (Fig. 2.1). En general se puede observar en los perfiles sísmicos que estos cañones se caracterizan por una incisión con paredes escarpadas, de pendiente muy elevada y con una superficie del fondo muy reflectiva. A continuación se van a



describir los caracteres morfológicos de los cañones más importantes del margen, de oeste a este son: Lage, A Coruña, El Ferrol, San Jorge y Frouseira.

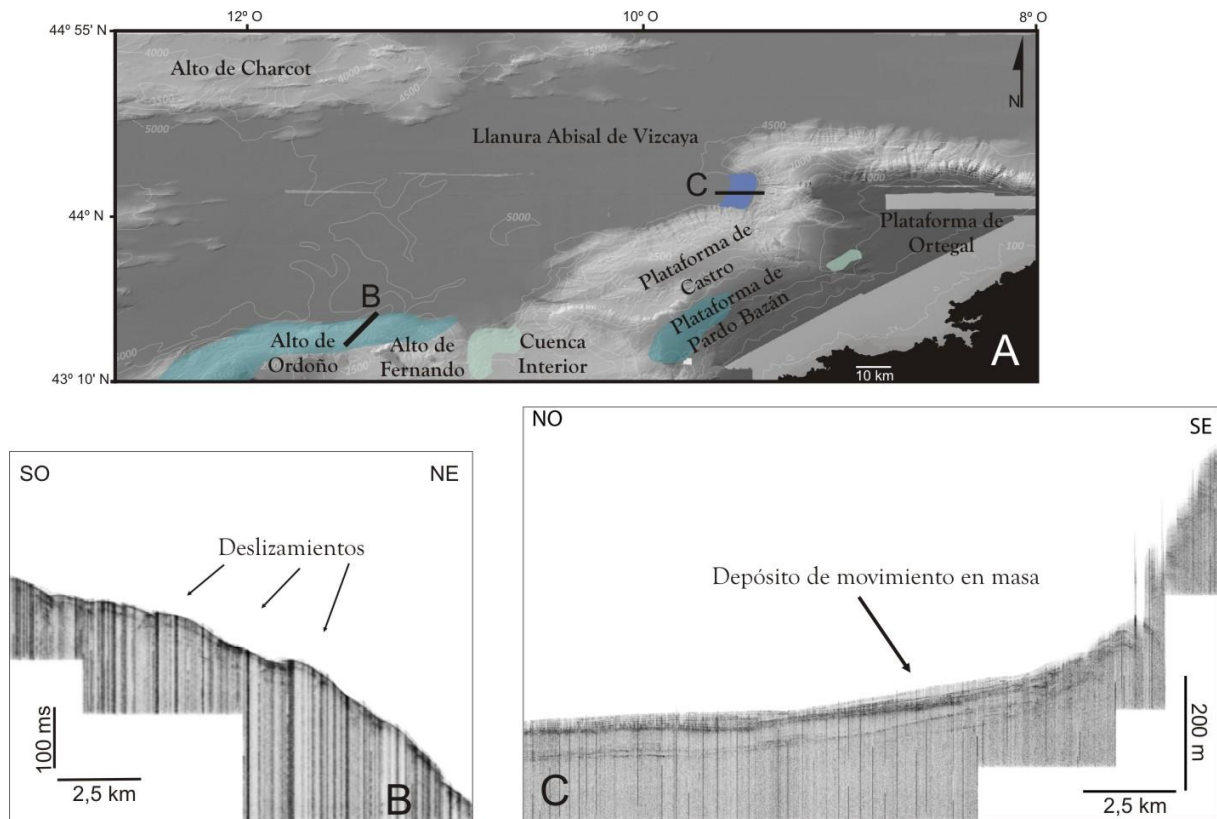


Figura 2.12. A) Mapa batimétrico donde se muestran las áreas cubiertas por depósitos derivados de movimientos gravitacionales, en verde oscuro deslizamientos, verde claro los depósitos de reptación y azul los depósitos por movimientos en masa. B) Perfil sísmico donde se muestran deslizamientos en el extremo septentrional del sector de los bancos estructurales. C) Perfil sísmico donde se muestra los depósitos por movimientos en masa en el talud inferior a la salida de los cañones de El Ferrol y A Coruña. Ver localización en A

Los cañones localizados en el sector más occidental del margen en la zona de estudio se encuentran a partir de los 3000-3200 m de profundidad, alcanzando el pie del talud a profundidades por encima de los 4500 m. Presentan una longitud media de 12 km y un gradiente axial medio de 7°. El perfil transversal tiene forma de U o V con un valor medio de profundidad de incisión de 150 m.

#### 2.2.3.1.1. Cañón de Lage

El Cañón de Lage presenta una longitud de unos 80 km con una orientación inicial NE-SO en su cabecera que cambia a E-O en su tramo final, con un gradiente de 2,5° (Fig. 2.13 y 2.14.A). La cabecera de este cañón se localiza en la Plataforma de Castro a una profundidad de 2200 m. En general, presenta una sección en forma de U con valores máximos de profundidad de

incisión en torno a 300 m. Se han diferenciado tres sectores en función de sus características morfológicas (Fig. 2.14):

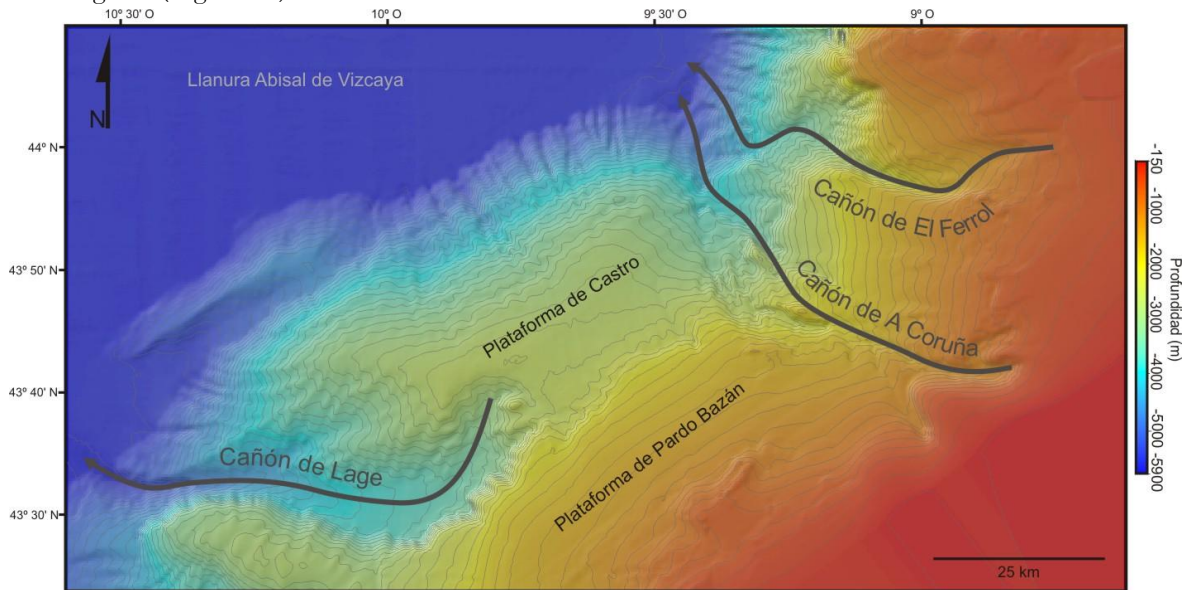


Figura 2.13. Mapa de batimetría con la localización de los tres cañones más importantes del sector central de la zona de estudio: Lage, A Coruña y El Ferrol.

- 1) *Sector 1.* Este sector presenta una longitud de 46 km hasta una profundidad de 3770 m con una orientación inicial NE-SO que cambia a E-O y un gradiente axial de  $2,4^\circ$ . En este sector el cañón se caracteriza por presentar una anchura de 12-20 km y una profundidad de incisión del eje de 500-700 m. Se caracteriza por una sección transversal en forma de U ancha con una mayor pendiente en el flanco sur, con valores máximos de pendiente de  $17^\circ$ , y una pendiente más suave en el flanco norte, con valores de pendiente de unos  $4,4,5^\circ$ .
- 2) *Sector 2.* Presenta una longitud de 14 km en dirección E-O hasta alcanzar el eje una profundidad de 4460 m con un gradiente axial de aproximadamente  $2,5^\circ$ . En este sector disminuye tanto la anchura del cañón como la profundidad de incisión con valores medios de 7 km y 350 m, respectivamente. Presenta una sección en forma de U asimétrica con valores medios de pendiente para el flanco norte de  $6^\circ$  y de  $22^\circ$  para el flanco sur.
- 3) *Sector 3.* Este sector tiene una longitud de 17 km en dirección E-O, alcanzando el eje del cañón una profundidad de 5030 m con un gradiente axial de unos  $2^\circ$ . Presenta una incisión más profunda que puede alcanzar los 400-500 m, una sección transversal en forma de V y la pendiente de ambos flancos con valores entre  $9^\circ$  y  $11^\circ$  (Fig. 2.13). La anchura del cañón oscila entre 2,5 y 5 km a lo largo de este sector.

## 2.2.3.1.2. Cañón de A Coruña

La cabecera del Cañón de A Coruña es una pequeña zona dentro de un área donde confluyen varios sistemas de cañones, localizado a una profundidad de unos 450-500 m. Se extiende en dirección NO-SE con una longitud de unos 72 km y un gradiente de pendiente de unos 4° (Figs. 2.13 y 2.15.A). Se han diferenciado tres sectores en su trayectoria en función de sus características morfológicas (Fig. 2.15):

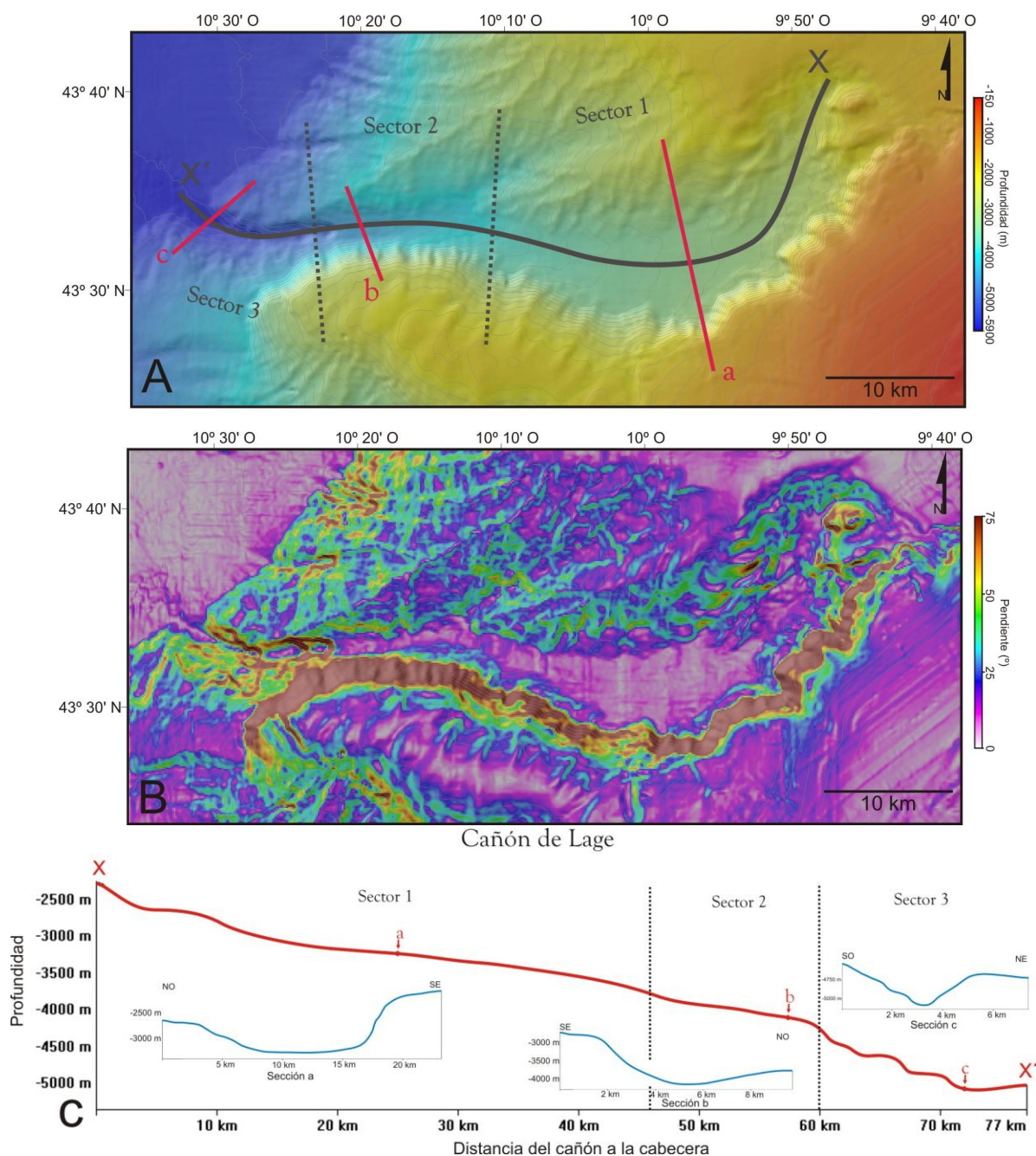


Figura 2.14. A) Mapa batimétrico del Cañón de Lage con los diferentes sectores de su trayectoria (x-x') y la localización de los perfiles topográficos (a, b y c). B) Mapa de pendientes. C) Profundidad del eje longitudinal del cañón y ejemplos de perfiles topográficos representativos de cada sector. Ver localización en (A).



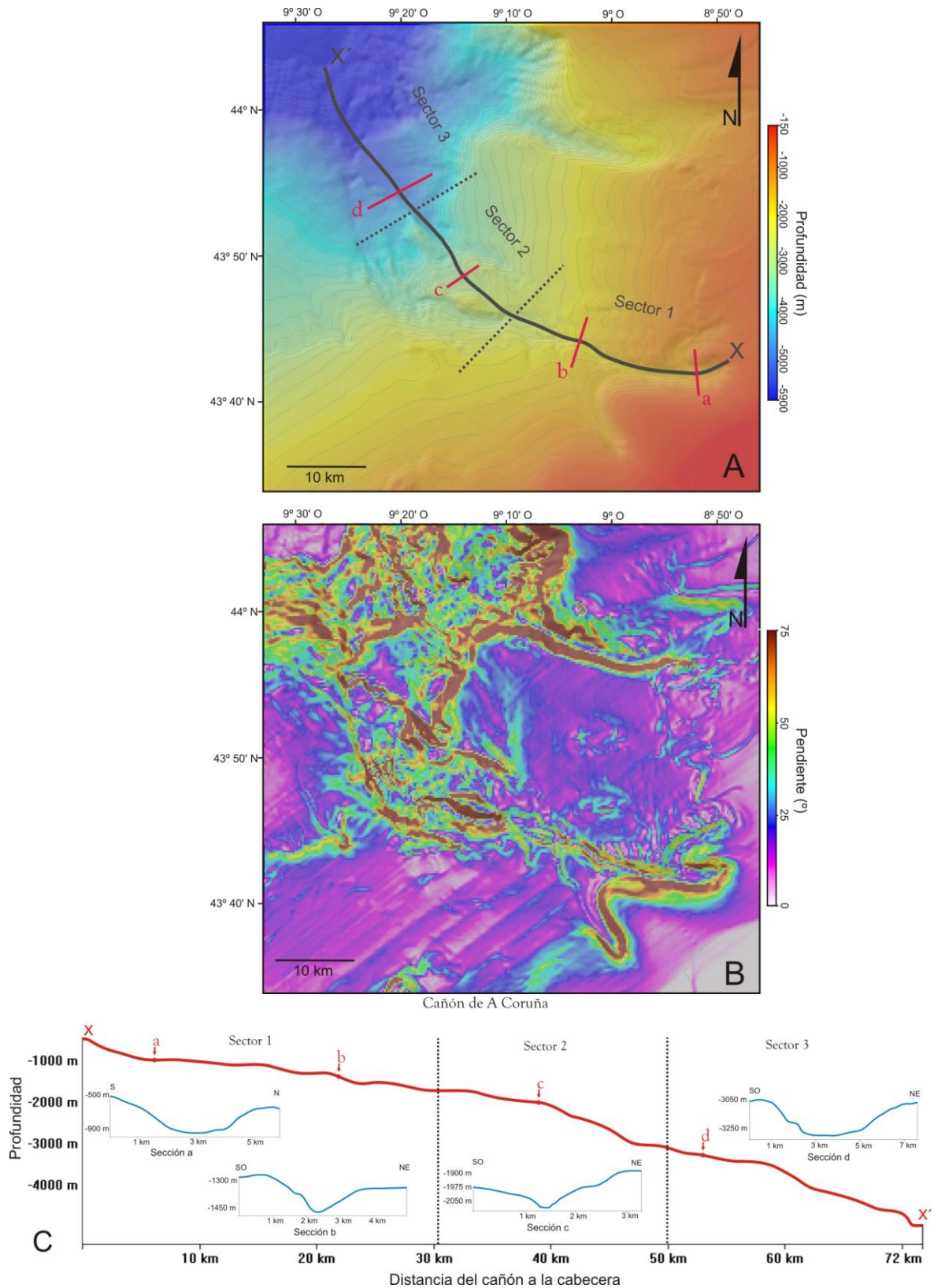


Figura 2.15. A) Mapa batimétrico del Cañón de A Coruña con los diferentes sectores de su trayectoria (x-x') y la localización de los perfiles topográficos (a, b y c). B) Mapa de pendientes. C) Profundidad del eje longitudinal del cañón y ejemplos de perfiles topográficos representativos de cada sector (a, b y c). Ver localización en (A).

- 1) *Sector 1.* En este sector el Cañón de A Coruña presenta una longitud de 31 km desde una profundidad de 450 m hasta alcanzar los 1820 m con un gradiente de aproximadamente 3°. Presenta una trayectoria curva, teniendo durante los primeros 7 km una dirección NE-SO para cambiar después a NO-SE. El cañón en este sector se caracteriza por una sección transversal en forma de U, en la cabecera, y V, al final de este sector, con valores de pendiente de 7-9° en ambos flancos. Presenta una anchura de unos 4 km y una profundidad de incisión del eje de entre 150 y 300 m.
- 2) *Sector 2.* En este sector disminuye tanto la anchura del cañón como la profundidad de incisión con valores en torno a 1 km y 75 m, respectivamente. Presenta una longitud de 19 km hacia el noroeste alcanzando el eje una profundidad de unos 3000 m con un gradiente axial de unos 4°. Su perfil transversal tiene forma de V con valores de pendiente de 3-4° para ambos flancos.
- 3) *Sector 3.* Tiene una longitud de 22 km en dirección NO-SE hasta alcanzar el eje del cañón una profundidad de 4900 m con un gradiente axial de unos 5°. La anchura en este sector aumenta, con valores de entre 4 y 6 km, así como la profundidad de incisión que alcanza los 300 m. El perfil transversal se caracteriza por tener forma de artesa con valores medios de pendiente de 4°.

#### 2.2.3.1.3. Cañón de El Ferrol

El Cañón de El Ferrol se localiza en el sector septentrional de la Plataforma de Ortegá (Fig. 2.13). La cabecera de este cañón se localiza a unos 530 m de profundidad en la Plataforma Marginal de Ortegá y se extiende hasta alcanzar la Llanura Abisal de Vizcaya a una profundidad de unos 4830 m. Presenta una dirección ONO-ESE con una longitud total de unos 64 km. Su perfil transversal tiene forma de U y V con un gradiente axial de unos 4,4° (Fig. 2.16).

Se observan cambios de orientación en su trayectoria (Figs. 2.13 y 2.16.A), pasando de una dirección E-O en la cabecera a una dirección NE-SO cuando alcanza la Plataforma Marginal de Pardo Bazán. Se encaja a lo largo de la plataforma con una dirección ESE-ONO flexionándose con una dirección NE-SO nuevamente cuando finaliza. Alcanza la llanura abisal con una orientación NO-SE. Se han diferenciado tres sectores en su trayectoria a partir de sus características morfológicas (Fig. 2.16):

- 1) *Sector 1.* La cabecera del Cañón de El Ferrol se localiza a una profundidad de unos 530 m. Este sector tiene una longitud de 20 km hacia el suroeste alcanzando el eje una profundidad de unos 1450 m con un gradiente axial de aproximadamente 3°. Inicialmente presenta dirección E-O que pasa a ser NE-SO en el tramo final de este sector. En este sector el perfil transversal del cañón se caracteriza por tener una forma de artesa con pendientes en ambos flancos de entre 2° y 4°. La anchura del cañón varía desde 1,5 hasta unos 3 km, con una profundidad de incisión de entre 25 y 50 m.

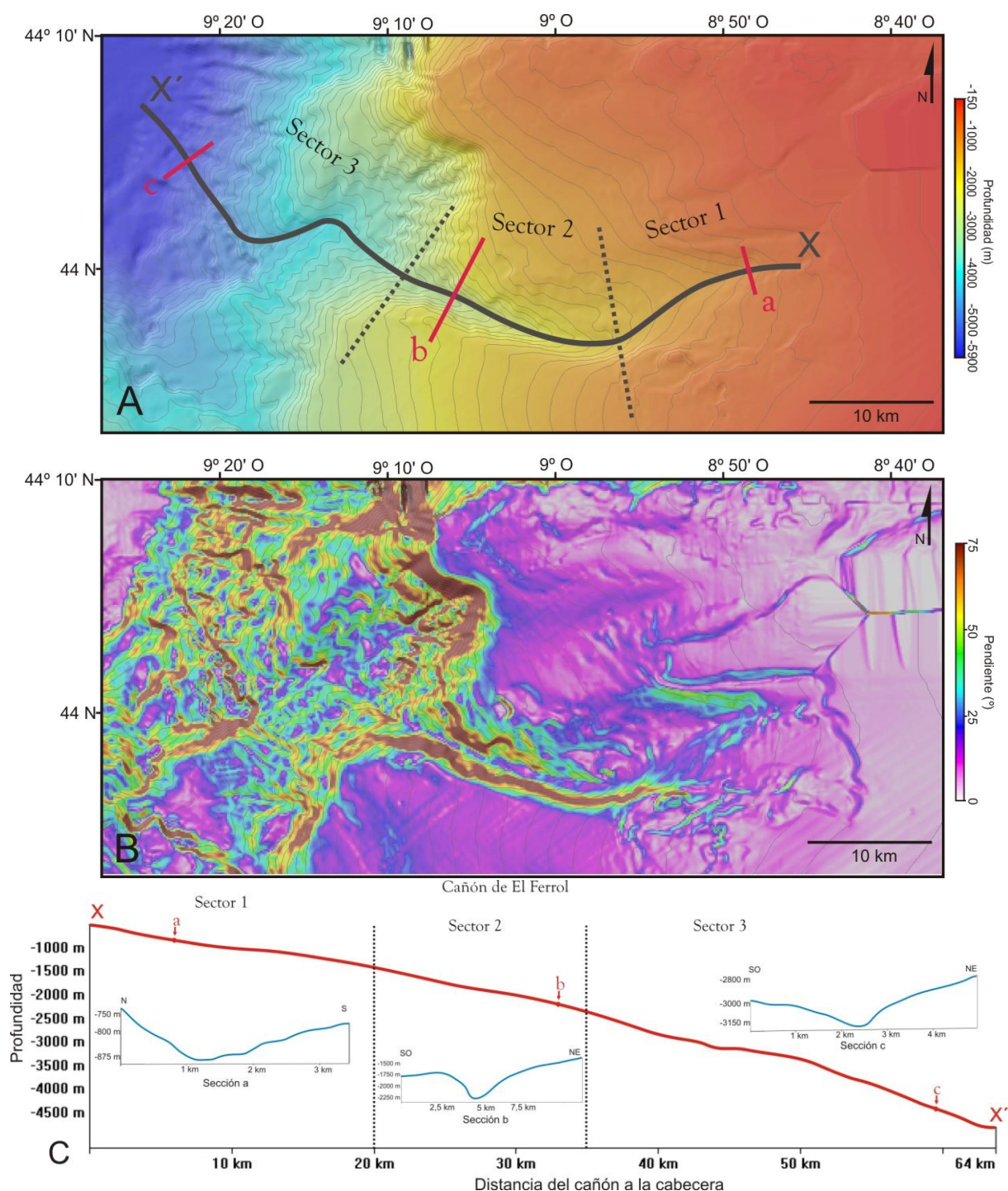


Figura 2.16. A) Mapa batimétrico del Cañón de El Ferrol con los diferentes sectores de su trayectoria (xx') y la localización de los perfiles topográficos (a, b, y c). B) Mapa de pendientes. C) Profundidad del eje longitudinal del cañón y ejemplos de perfiles topográficos representativos de cada sector (a, b y c). Ver localización en (A).

- 2) Sector 2. En este sector el Cañón de El Ferrol tiene una longitud de 15 km. Inicialmente presenta una dirección E-O que pasa a ser NE-SO en el tramo final de este sector, alcanzando el eje una profundidad de 2370 m con un gradiente de  $3,3^\circ$ . Presenta una incisión más profunda pudiendo alcanzar los 500 m, una sección transversal en forma



de V y la pendiente de ambos flancos con valores de 9-12°. Tiene una anchura de entre 3 y 5 km y el eje del cañón se sitúa a una profundidad que va desde unos 1400 m hasta unos 2250 m.

- 3) Sector 3. Este sector se extiende hasta la base del talud, a unos 4827 m de profundidad. La longitud total del eje en este sector es de 29 km y el gradiente axial de unos 5,5°. Durante los primeros 8 km el cañón presenta una orientación inicial NO-SE, que cambia a ENE-OSO durante 5 km y cambia a NO-SE durante los últimos 16 km de su trayectoria. La anchura en este sector es de unos 2 km y la profundidad de incisión del eje del cañón es de unos 100-200 m. El perfil transversal del cañón es asimétrico, tiene forma de U con una mayor pendiente en el flanco oriental, con valores de entre 9° y 12°, y una pendiente más suave en el occidental, con valores entre 3° y 4,5°.

Los cañones que se localizan en la parte más septentrional del margen se disponen, por lo general, perpendiculares a éste con trazados rectilíneos y comienzan a partir de los 500 m de profundidad. Presentan longitudes que varían entre 10 y 30 km y un gradiente medio de 10°.

La mayoría de estos cañones tienen un perfil transversal en forma de V- con profundidad de incisión entre 100 y 300 m (Fig. 2.17). A continuación se detallan las características de los principales cañones que cortan al talud en este sector:

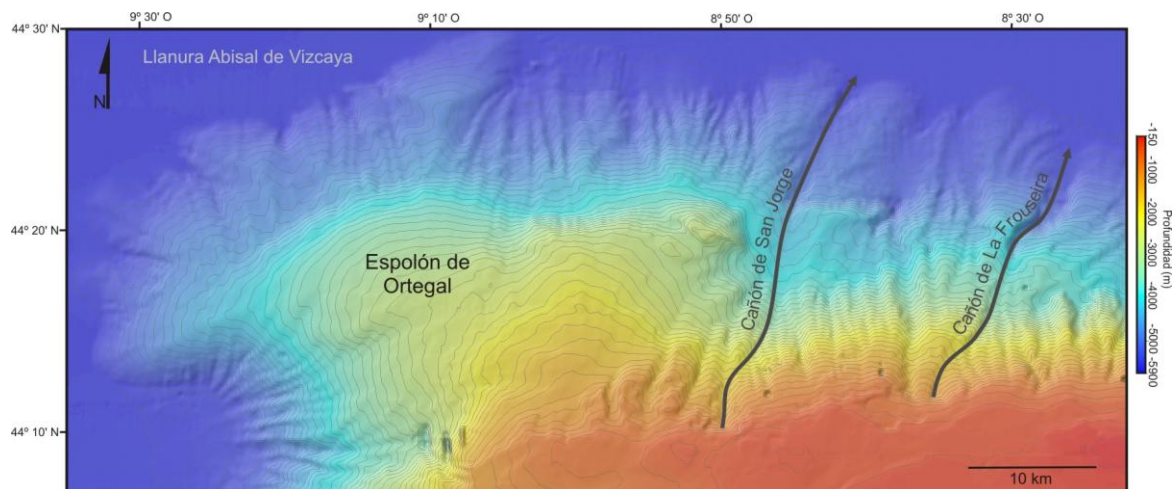


Figura 2.17. Mapa de batimetría con la localización de los dos cañones más importantes del sector septentrional del margen: San Jorge y La Frouseira.

#### 2.2.3.1.4. Cañón de San Jorge

La cabecera del Cañón de San Jorge se localiza, aproximadamente, a una profundidad de 520 m. Presenta una longitud de unos 35 km en dirección NNE-SSE con un valor de gradiente axial de, aproximadamente, 7° (Figs. 2.17 y 2.18). Presenta un perfil transversal que tiene forma de U en los primeros 18 km, con profundidad de incisión de 200 m, y forma de V al final, con una profundidad de incisión que alcanza los 400 m. Se han diferenciado tres sectores en función de sus características morfológicas (Fig. 2.18):

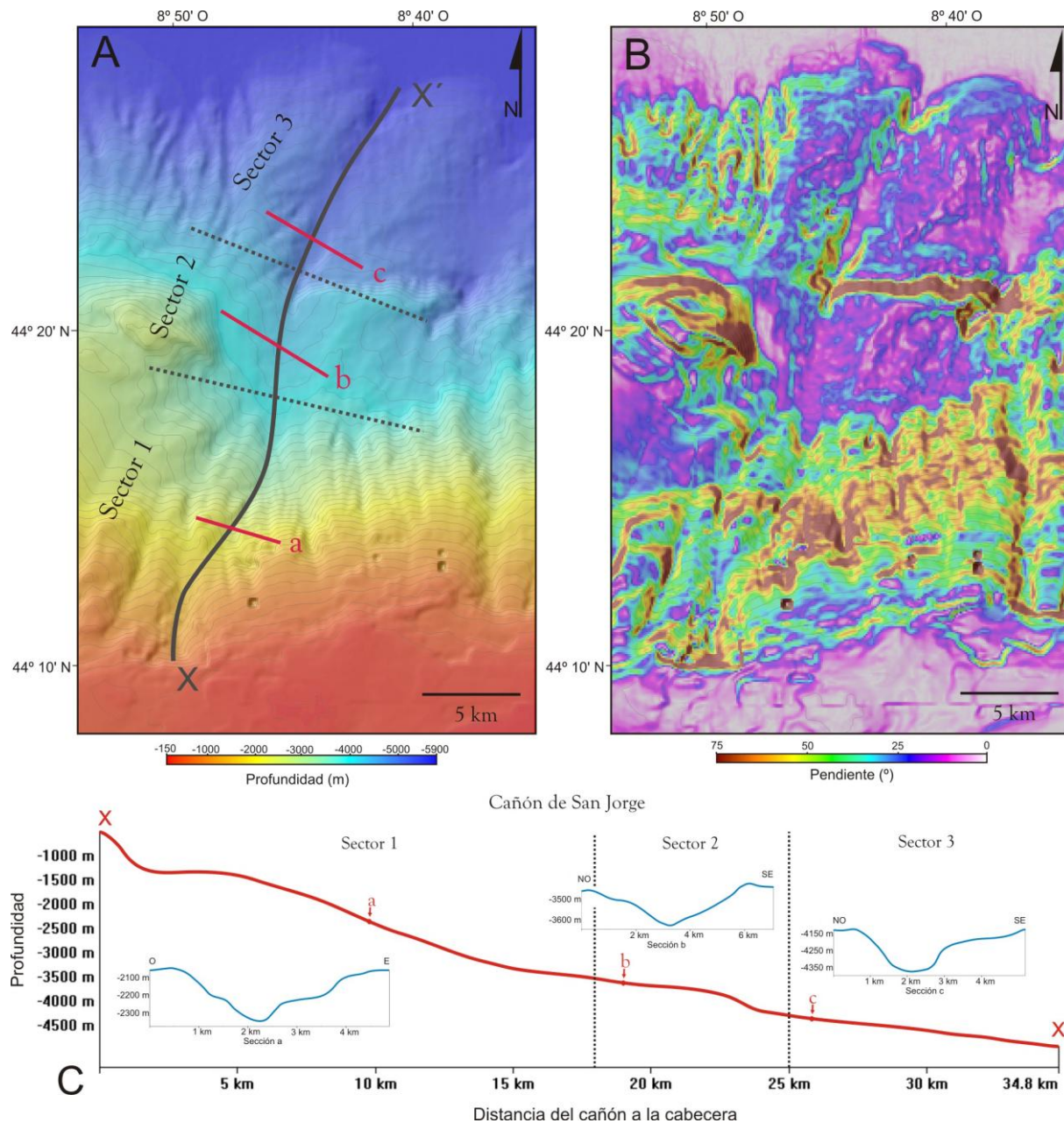


Figura 2.18. A) Mapa batimétrico del Cañón de San Jorge con los diferentes sectores de su trayectoria (x-x') y la localización de los perfiles topográficos (a, b y c). B) Mapa de pendientes. C) Profundidad del eje longitudinal del cañón y ejemplos de perfiles topográficos representativos de cada sector (a, b y c). Ver localización en (A).

- 1) Sector 1. Este sector tiene una longitud de 18 km en dirección noreste alcanzando el eje del cañón una profundidad de 3350 m con un gradiente axial de  $9,5^\circ$ . Su tramo inicial tiene una orientación N-S, que pasa en su tramo medio a NE-SO, y se dispone nuevamente N-S al final de este sector. Presenta una sección transversal en forma de U con una mayor pendiente del flanco occidental, con valores en torno a  $11^\circ$ , y la pendiente del flanco oriental más suave, con valores en torno a  $7^\circ$ . Se caracteriza por una anchura de entre 1,5 y 3 km y una profundidad de incisión que no supera los 100 m.

- 2) *Sector 2.* En este sector el eje del cañón tiene una longitud de unos 7 km en dirección NNE-SSO, alcanzando una profundidad de unos 4200 m con un gradiente axial de, aproximadamente, 6°. En este sector aumenta tanto la anchura como la profundidad del eje del cañón con valores de 4-6 km y 150-200 m, respectivamente. Se caracteriza por presentar un perfil transversal en forma de V simétrica, con valores de pendiente medios de 3°.
- 3) *Sector 3.* Este sector tiene una longitud de 10 km en dirección NNE-SSO, hasta alcanzar la llanura abisal a una profundidad de 4920 m. El cañón en este sector se caracteriza por tener una sección en forma de U con valores de pendiente de 9 ° -11° para ambos flancos. Tiene una anchura media de unos 2 km, una profundidad de incisión de 200-250 m y un gradiente axial de 4°.

#### 2.2.3.1.5. Cañón de La Frouseira

La cabecera del Cañón de La Frouseira se localiza aproximadamente a 900 m de profundidad y tiene una dirección NNE-SSO (Figs. 2.17 y 2.19.A). Su longitud es de 26 km y presenta un gradiente axial de 9°. Se caracteriza por un perfil transversal en forma de U y una profundidad de incisión media de 250 m. Se han identificado dos sectores en función de sus características morfológicas (Fig. 2.19):

- 1) *Sector 1.* La cabecera de este cañón se localiza a una profundidad de unos 850-900 m. Este sector tiene una longitud de 12,5 km y una dirección NE-SO, alcanzando el eje una profundidad de unos 3200 m con un gradiente axial de unos 10,5°. Presenta una anchura media de 1,5 km y una profundidad de incisión de 75-100 m. Se caracteriza por una sección transversal en forma de U asimétrica con una mayor pendiente en el flanco oriental, con valores máximos de 17°, y una pendiente más suave en el occidental, con valores máximos de 13°.
- 2) *Sector 2.* Este sector tiene una longitud de 7 km y una dirección NE-SO. Presenta una incisión más profunda con valores medios de 200 m, un perfil transversal en forma de V y la pendiente de ambos flancos con valores de 6° -7°. Tiene una anchura de 3-3,5 km y el eje del cañón alcanza los 4400 m de profundidad con un gradiente axial de aproximadamente 9°.
- 3) *Sector 3.* La longitud total del eje en este sector es de unos 8 km alcanzando una profundidad de 4870 m, con un gradiente axial de 4° y una profundidad de incisión máxima de 300 m. Su tramo inicial presenta dirección NE-SO y en su parte final se dispone NNE-SSO. El cañón en este sector presenta una anchura de 3-4 km y una sección transversal en forma de U ancha, con valores de pendiente para ambos flancos de 16° -18°.

Hacia el este los cañones que cortan al talud presentan trazados rectilíneos y comienzan a una profundidad en torno los 1200-1500 m. Tienen una longitud y pendiente media de 9 km y 11°,



respectivamente (Fig. 2.19.A y B). La sección transversal de estos cañones tiene forma de U o V con incisiones entre 150 y 200 m. En esta zona cabe destacar el Cañón de Avilés cuya cabecera se localiza a unos 140 m de profundidad sobre la plataforma y desemboca sobre los 4700 m en la base del talud continental. Inicialmente se extiende oblicuo al margen en dirección NO-SE y a la mitad de su trazado cambia a NNE-SSO. Presenta una longitud de unos 50 km y un gradiente axial de 5°. Su perfil transversal tiene forma de V, con valores de profundidad de incisión que pueden alcanzar los 750 m (Sánchez *et al.*, 2010, proyecto ECOMARG). No se dispone de información para hacer un estudio más detallado.

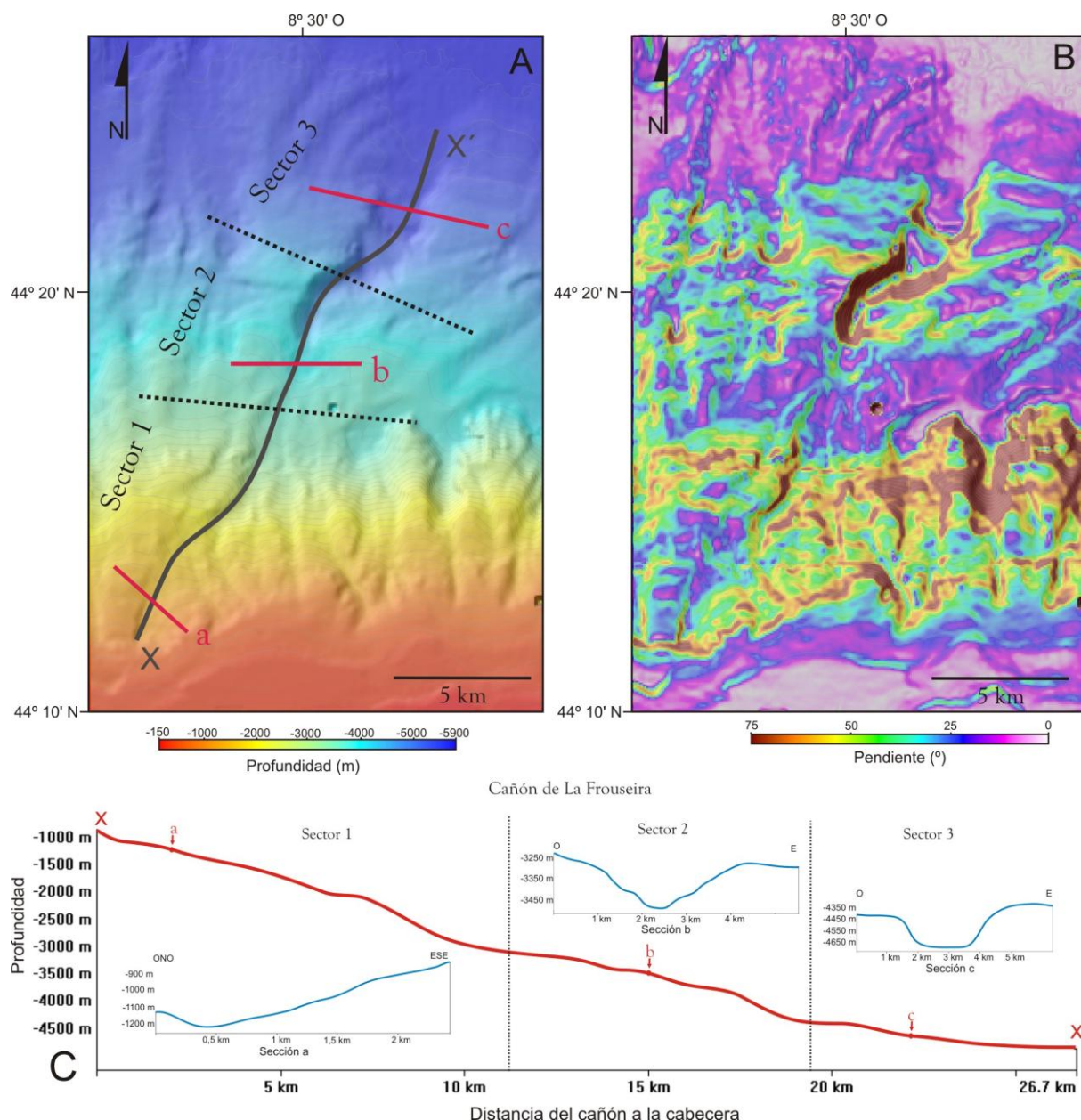


Figura 2.19. A) Mapa batimétrico del Cañón de La Frouseira con los diferentes sectores de su trayectoria (x-x') y la localización de los perfiles topográficos (a, b y c). B) Mapa de pendientes. C) Profundidad del eje longitudinal del cañón (x-x') y ejemplos de perfiles topográficos representativos de cada sector (a, b y c). Ver localización en (A).

## 2.2.3.2. Gullies

Se han determinado un elevado número de *gullies* a lo largo del sector central del margen en la zona de estudio, localizados a profundidades por encima de los 2000 m. Se caracterizan en los perfiles sísmicos por presentar morfologías en U o V asimétricas y de baja reflectividad (Fig. 2.20).

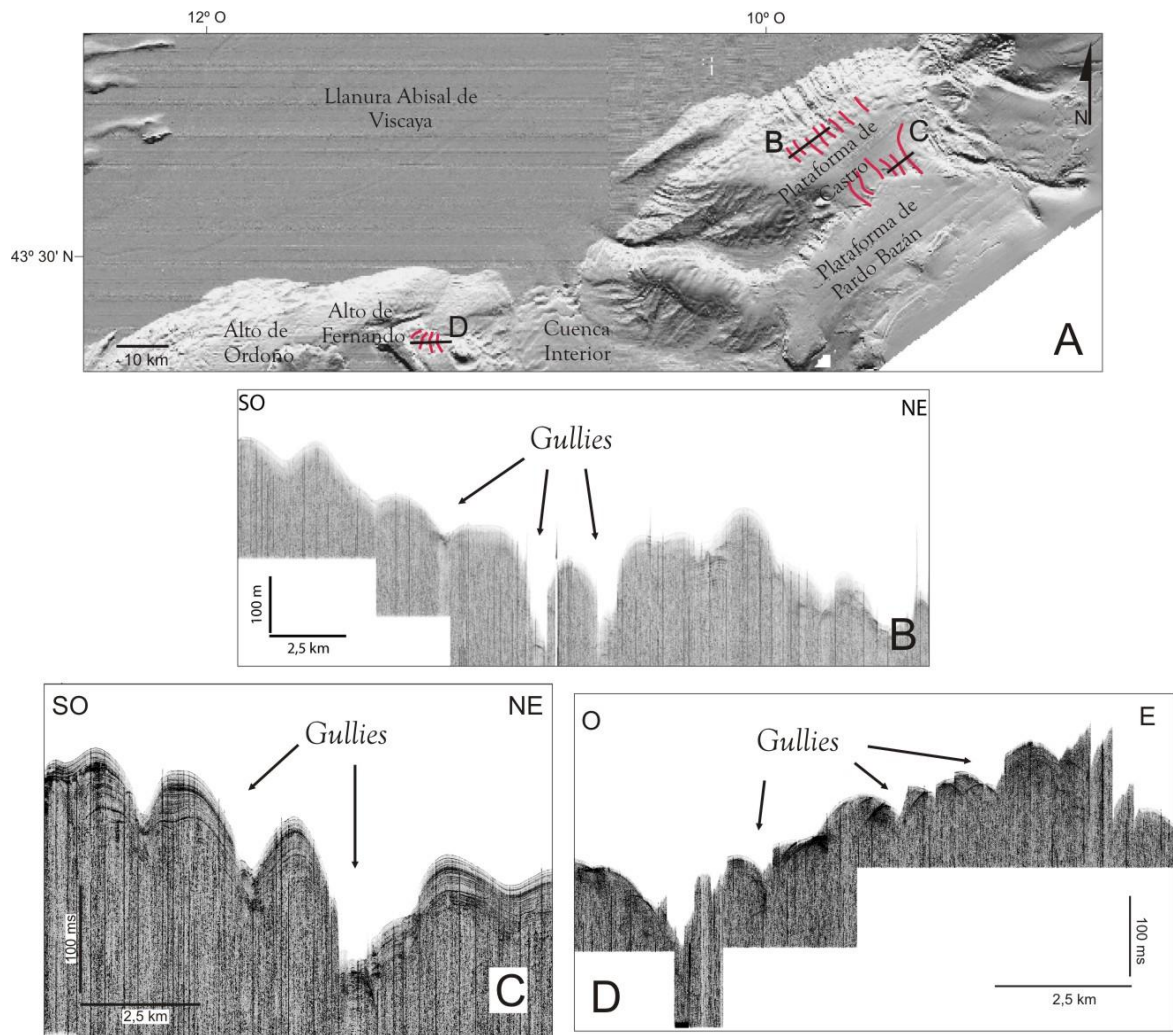


Figura 2.20. A) Mapa batimétrico donde se localizan los *gullies* identificados en las plataformas marginales de Pardo Bazán y Castro. B) Ejemplo de perfil sísmico donde se pueden identificar los *gullies* presentes en las Plataforma Marginal de Castro. C) Ejemplo de perfil sísmico donde se pueden identificar los *gullies* presentes en las Plataforma Marginal de Pardo Bazán. D) Ejemplo de perfil sísmico donde se pueden identificar los *gullies* presentes en la zona de los bancos estructurales. Estos *gullies* se caracterizan por presentar morfologías en U y V.

Se localizan en el sector distal de la Plataforma de Castro, entre 2600 m y 2700 m de profundidad, conectando esta plataforma marginal con los cañones que desembocan en la llanura abisal (Fig. 2.20.A). Estos *gullies* se caracterizan por presentar dimensiones muy uniformes a lo largo de todo este sector, con valores máximos de longitud y profundidad de 6 km y 50 m, respectivamente.

También se encuentran en el borde noroeste de la Plataforma de Pardo Bazán, a 1900 m de profundidad, y desembocando en la plataforma de Castro, a 2200 m (Fig. 2.20.A). Presentan dimensiones uniformes con valores medios de longitud de 5 km y de anchura de 1,5 km. Se caracterizan por una orientación NO-SE, con un gradiente de  $2,8^\circ$ , y un perfil transversal en forma de U con valores medios de profundidad de incisión de 30 m (Fig. 2.20.B). En el extremo oriental de este sector se identifica uno con mayores dimensiones que el resto, con una longitud de 15 km, una anchura de hasta 3 km y una profundidad de incisión que puede alcanzar los 100 m y una morfología en V asimétrica (Fig. 2.20.C).

Además, se observan *gullies* de mayores dimensiones hacia el oeste del margen, en la región del Banco de Galicia. Estos presentan un trazado rectilíneo, con orientación NE-SO y pueden alcanzar profundidades por encima de los 3500 m. Tienen longitudes de hasta 12 km y una anchura que varía desde decenas de metros hasta 2 ó 3 km (Fig. 2.20.D).

### 2.2.3.3. Fosas contorníticas

Se han identificado fosas contorníticas a lo largo del sector occidental del margen en la zona de estudio asociadas a los *drift monticulares elongados y separados* que se han descrito con anterioridad (Fig. 2.1.C). A continuación se va a realizar una descripción de estos rasgos morfológicos en función de su localización.

#### a) Plataforma de Ortegá

En la parte noroccidental de esta plataforma se han identificado tres fosas contorníticas a profundidades entre 500 y 800 m. A continuación se va a hacer una descripción, de norte a sur, de estas morfologías (Fig. 2.21).

La fosa más septentrional se extiende a lo largo de 9 km en dirección E-O a una profundidad de 710 m. presenta una anchura de 500 m y una profundidad de incisión media de 8 m, alcanzando los 15 m en la parte central (Fig.2.21.A.1). La siguiente fosa presenta una longitud de 11 km, una anchura de 500 m y una profundidad máxima del eje de 10 m. Se extiende en dirección ENE-OSO pasando de una profundidad de 700 m en el extremo suroeste hasta 500 m en el extremo noreste (Fig. 2.21.A.2 y B). La fosa más meridional se extiende a lo largo unos 12 km en dirección E-O a una profundidad que va desde 650 m hasta llegar a los 800 m. Presenta una anchura de 1 km y una profundidad de incisión media de 15 m que puede alcanzar los 20 m en el extremo oriental (Fig. 2.21.A.3).

En el extremo occidental de la Plataforma de Ortegá destaca la presencia de tres fosas contorníticas asociadas a los *drifts monticulares* identificados en las cabeceras de los cañones de El Ferrol y A Coruña, a una profundidad entre 450 y 700 m. En la cabecera del Cañón de El Ferrol la fosa localizada en la parte septentrional se extiende a lo largo de unos 5 km de longitud y a una profundidad de unos 550 m en dirección NNO-SSE (Fig. 2.21.A.4). En la parte central va incrementándose la profundidad máxima de la fosa y se va haciendo más extensa, pasando de los 5 m de profundidad y 200 m de anchura en los extremos hasta los 10 m



de profundidad y 1 km de anchura en el centro. En los perfiles sísmicos esta fosa se caracteriza por presentar una superficie erosiva de alta reflectividad y una sección en forma de U asimétrica, con la pared más abrupta en el margen este, con valores de pendiente entre  $4$  y  $5^\circ$ , y más tendida en el margen oeste, con valores de  $1^\circ$  (Fig. 2.21.C).

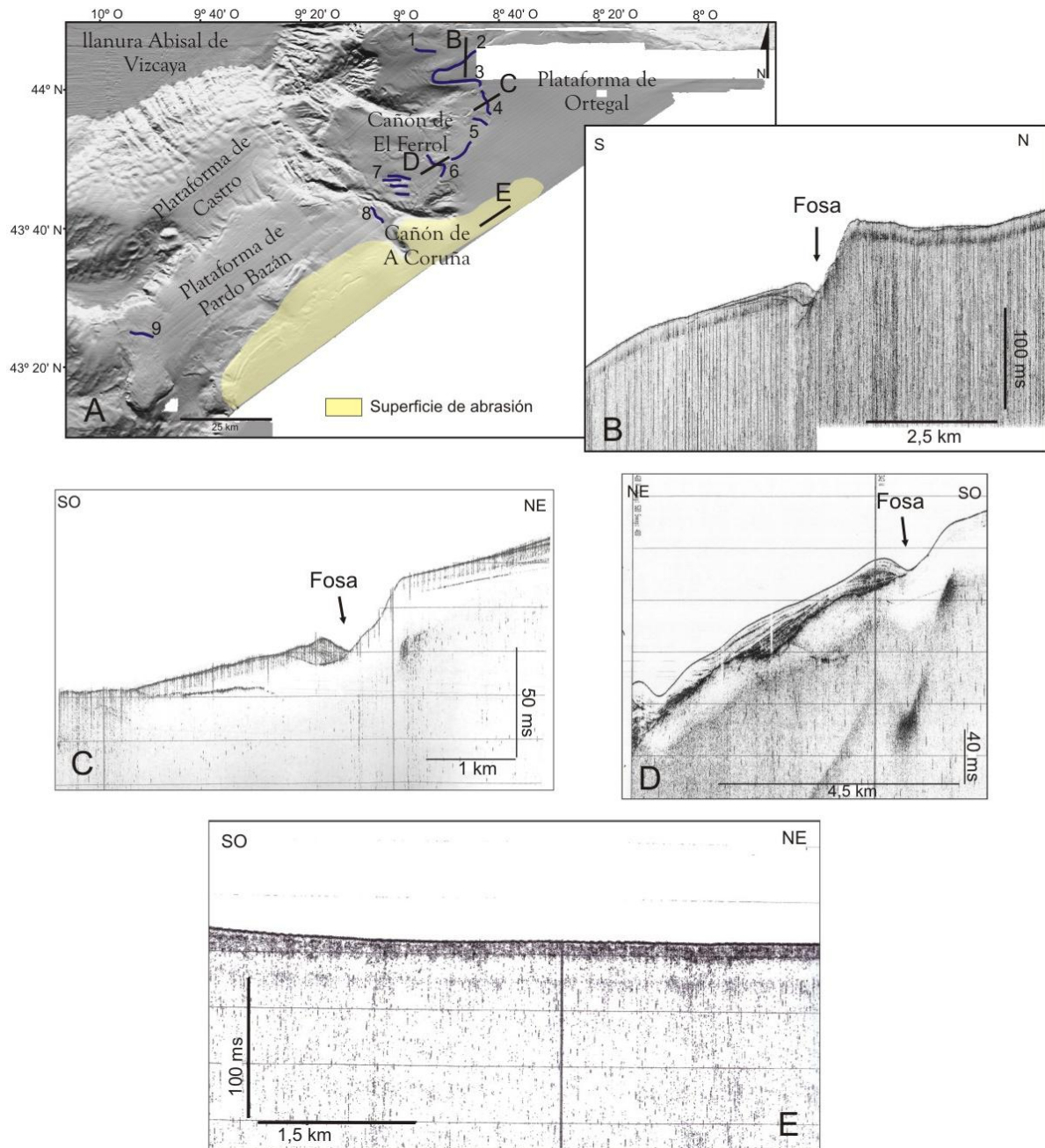


Figura 2.21. A) Mapa batimétrico donde se localizan las fosas contorníticas y la superficie de abrasión en la parte occidental de la Plataforma de Ortegal. Perfiles sísmicos de alta resolución mostrando algunos ejemplos: B) Fosa contornítica en la parte noroccidental de la Plataforma de Ortegal. C) Fosa contornítica en la cabecera del Cañón de El Ferrol. D) Fosa contornítica en la cabecera del Cañón de A Coruña. E) Superficie de abrasión en el extremo suroeste de la Plataforma de Ortegal.

Hacia el sur se encuentra la siguiente fosa que se extiende en dirección ONO-ESE a una profundidad de 450 m a lo largo de unos 3 km, con una anchura de 800 m y una profundidad del eje de unos 20 m (Fig. 2.21.A.5) Se caracteriza por un perfil transversal en forma de V simétrica, donde las paredes tienen valores de pendiente entre 3 y 4°.

En la cabecera del Cañón de A Coruña se localiza la tercera fosa que se extiende a lo largo de 9 km en dirección NO-SE a una profundidad de 700 m (Fig. 2.21.A.6). Tiene una anchura 2 km y una profundidad de incisión de hasta 15 m. El perfil transversal de esta fosa se caracteriza por una sección en forma de V asimétrica, con el margen este más abrupto, con valores de pendiente de unos 6°, y el margen oeste más tendido, con valores de 2° (Fig. 2.21.D).

#### b) Plataforma de Pardo Bazán

Se han identificado seis fosas contorníticas dos de ellas en los extremos suroeste y noreste de la Plataforma de Pardo Bazán localizadas a una profundidad de 1800 m y 1500 m, respectivamente, y cuatro al norte del Cañón de A Coruña a una profundidad de 1200 m (Fig. 2.21.A).

Las fosas al norte del Cañón de A Coruña (Fig.2.21.A.7) se extienden en dirección NO-SE y se caracterizan por presentar dimensiones similares, con valores de longitud que varían entre 8 y 10 km, anchuras entre 800 m y 2 km y una profundidad de incisión entre 10 y 20 m.

La siguiente fosa se localiza en el extremo noreste de la plataforma y se extiende en dirección NO-SE (Fig. 2.21.A.8) a una profundidad de 1500 m. Presenta una longitud de 10,5 km, una anchura de 1 km y una profundidad máxima del eje de 15 m. En perfil transversal esta fosa se caracteriza por presentar una sección en forma de V simétrica.

En el extremo suroeste se localiza una de las fosas contorníticas que se extiende a lo largo de unos 8 km en dirección NO-SE (Fig. 2.21.9) a una profundidad de 1800 m. Presenta una anchura de de 500 m y una profundidad de incisión que varía desde 4 m en los extremos hasta los 15 m en la parte central. Se caracteriza por un perfil transversal en forma de V simétrica.

#### c) Banco Galicia

En el sector occidental del margen en la zona de estudio se ha identificado una fosa contornítica al sur del Alto de Fernando. Se extiende a lo largo de 15 km en dirección NO-SE a una profundidad de 2700 m. Presenta una anchura de unos 1,5 km y profundidad de incisión de unos 50 m. En el perfil transversal esta fosa se caracteriza por una sección en forma de V simétrica (Fig. 2.9.B).

#### 2.2.3.4. Superficies de abrasión

En el extremo suroeste de la Plataforma de Ortegal se localizan una superficie de abrasión a una profundidad de entre 300 y 650 m (Fig. 2.21.E). La superficie total se extiende en dirección NE-SO con una longitud de unos 90 km y una anchura máxima de unos 15 km.

## 2.3. LLANURAS ABISALES DE VIZCAYA E IBERIA

El Margen Continental de Galicia está limitado al norte por la Llanura Abisal de Vizcaya y al oeste por la Llanura Abisal de Iberia. Se extienden a profundidades mayores de los 5000 m y 5300 m, respectivamente. En este sector se han identificado morfologías de origen tectónico como los altos estructurales; deposicionales representadas por depósitos contorníticos, lóbulos, diques, y por movimientos en masa; de carácter erosivo caben destacar fosas contorníticas y canales medio-oceánicos (Fig. 2.1.C).

### 2.3.1. Morfologías de origen tectónico

#### 2.3.1.1. Altos estructurales

Se localizan en el sector septentrional y occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya en la zona de estudio y se denominan altos de Charcot, de A Coruña y de Finisterre (Figs. 2.1.C y 2.22.A). El Alto de Charcot se localiza a una profundidad de 3200 m y está limitado al este y sur por la Llanura Abisal de Vizcaya. Tiene una longitud de 324 km, en la zona de estudio, una dirección E-O y una altura máxima de 1800 m (Fig. 2.22.B). El Alto de A Coruña se localiza en el sector más occidental del margen a una profundidad de 4200 m. Se caracteriza por una anchura de 96 km, una longitud, en la zona de estudio, de 87 km y una altura de aproximadamente 1000 m en el flanco norte y de 1250 m en el flanco sur. El Alto de Finisterre se caracteriza por presentar una morfología elongada y arqueada en planta, con una longitud de 75 km en dirección NNO-SSE y entre 20 y 30 km de anchura. La cresta se localiza a una profundidad de 4330 m y puede alcanzar una altura de hasta 950 m en su flanco oeste y hasta 650 m en el este (Fig. 2.22.C).

### 2.3.2. Morfologías deposicionales

#### 2.3.2.1. Abanicos submarinos

En la parte distal de los cañones submarinos destaca la formación de abanicos submarinos, extendiéndose a una profundidad por encima de los 4600 m. Se localizan, principalmente, en el sector septentrional del margen con una extensión media de 6 km de longitud y 4 km de anchura. Además, en este sector en la base del talud se identifican dos de estos abanicos (Figs. 2.1.C y 2.23.A y B), el más occidental se caracteriza por presentar una forma elongada extendiéndose al pie del talud a lo largo de unos 80 km, en dirección E-O, y una anchura de unos 5 km (Fig. 2.23.A). En la parte central del sector septentrional se localiza otro depósito de mayor tamaño que el anterior caracterizado por presentar una anchura de 43 km y una longitud de 29 km (Fig. 2.23.B).

En el sector septentrional se identifican tres grandes abanicos localizados en la Llanura Abisal de Vizcaya a una profundidad de entre 4700 y 4900 m (Fig. 2.23). El abanico situado en la parte más oriental se caracteriza por cubrir casi la totalidad de este sector de la cuenca. Se extiende con una dirección inicial NO-SE que cambia a E-O a lo largo de unos 300 km y con

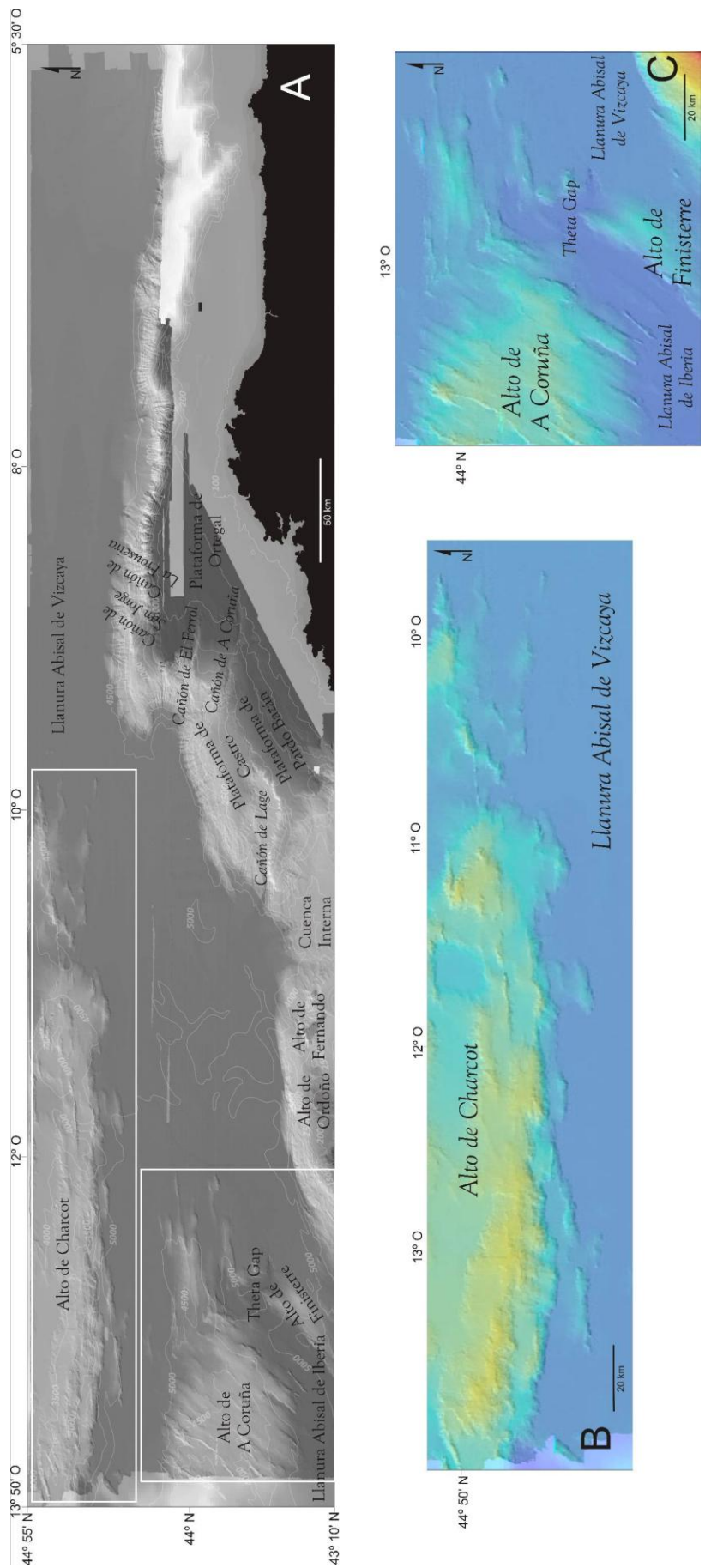


Figura 2.22. A) Mapa batimétrico de la zona de estudio donde se localizan los altos estructurales en el sector occidental de la zona de estudio: B) altos de Charcot y C) de A Coruña y de Finisterre.

p una anchura máxima de 68 km (Fig. 2.23.C). A continuación, hacia el oeste, se localiza el más pequeño de estos abanicos que se encuentra cubriendo una superficie de unos 1250 km<sup>2</sup> a una profundidad de unos 4800 m (Fig. 2.23.D). Es posible identificar morfologías alargadas, semejante a dedos, denominadas “fingers” (O’Connell *et al.*, 1991; Klaucke *et al.*, 2004), en la parte distal de este tipo de abanicos, que se extiende a lo largo de uno 157 km con una dirección inicial E-O que después cambia a NO-SE. Presentan una anchura de unos 4,5 km en la parte inicial que alcanza hasta 30 km en la parte distal (Fig. 2.23.E).

En el sector central de la zona de estudio destaca un abanico que se localiza al norte de la cuenca interna (Fig. 2.23.F). Se caracteriza por tener 45 km de anchura y se extiende unos 29 km hasta alcanzar una profundidad de 4900 m.

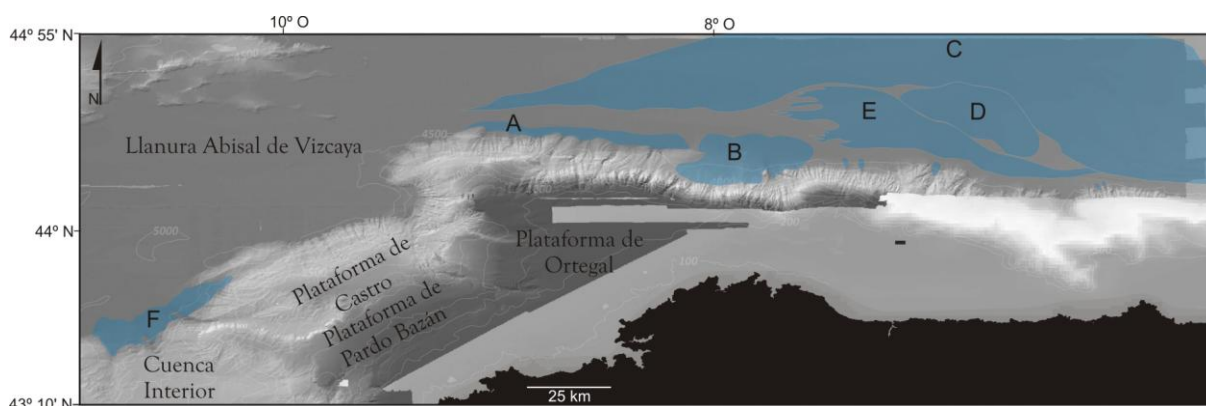


Figura 2.23. Mapa batimétrico donde se localizan los principales abanicos submarinos identificados en este sector del margen, y nombrados como A-F (ver detalles en el texto).

### 2.3.2.2. Depresión de depósito

En el sector septentrional del margen se ha identificado una depresión batimétrica entre los grandes abanicos submarinos de este sector (Figs. 2.1.C y 2.24).

Se extiende aproximadamente unos 247 km en dirección E-O paralelo al Margen Continental Ibérico. Se caracteriza por una anchura y una profundidad de incisión muy uniformes, con valores en torno a 20 km y 10 m, respectivamente. Su perfil transversal es simétrico con forma de U y valores de pendiente de 0,05° para ambas vertientes.

### 2.3.2.3. Depósitos contorníticos

En el sector meridional de la Llanura Abisal de Vizcaya, al norte del Banco de Galicia y al oeste de la Plataforma de Castro, se han identificado dos depósitos contorníticos del tipo *drift monticular elongado y separado* (Figs. 2.1.C y 2.25.A).

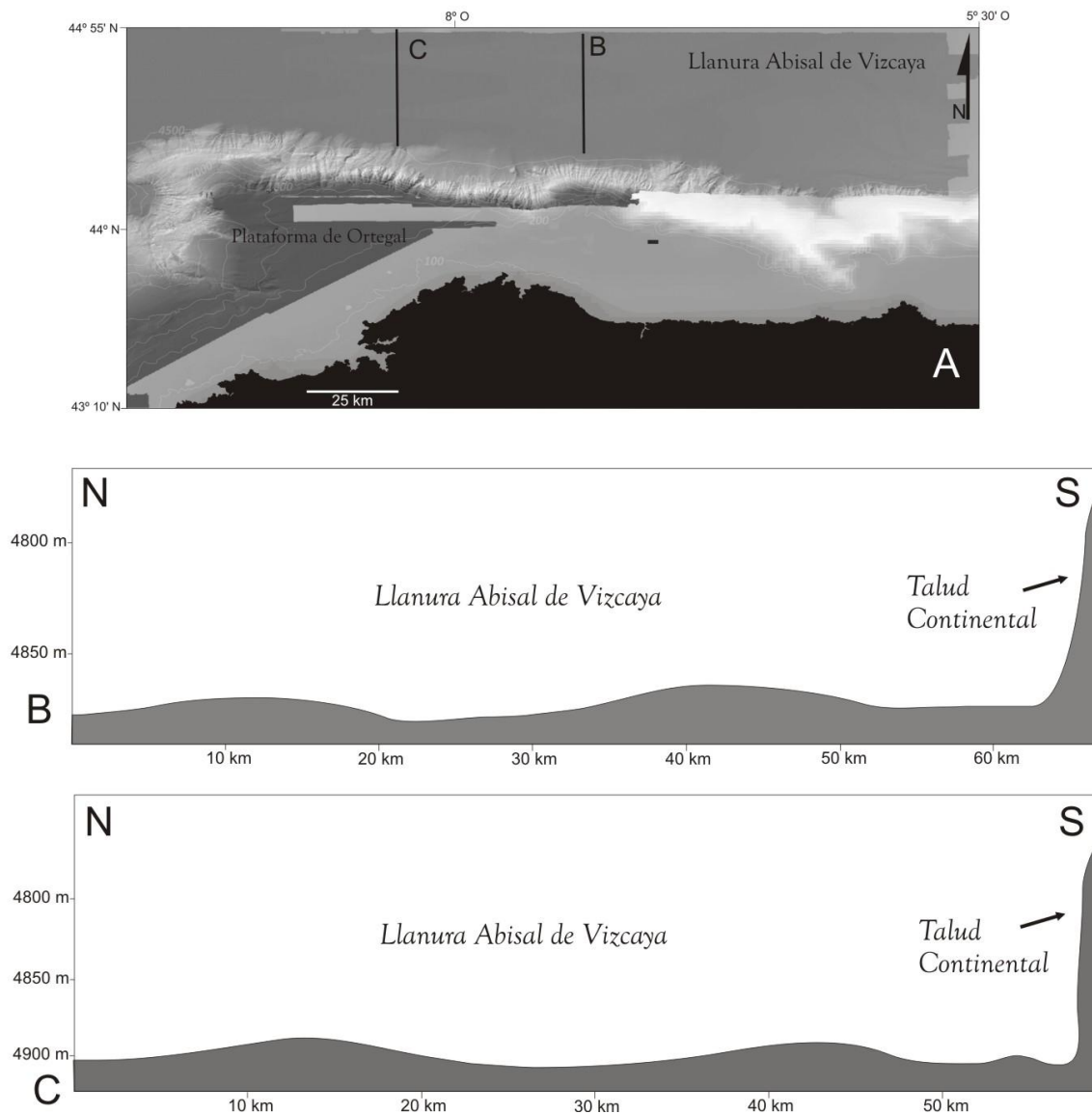


Figura 2.24. A) Mapa batimétrico con la localización de los perfiles topográficos B y C, donde se aprecia la depresión en el sector septentrional del margen.

En el extremo norte de la zona de los bancos estructurales se ha cartografiado un depósito contornítico a una profundidad de 5000 m. Se extiende a lo largo de 22 km de longitud en dirección NE-SO con una anchura de 3 km.

El segundo *drift* se localiza al oeste de la zona de las plataformas marginales a una profundidad de unos 4900 m. Presenta una dirección NE-SO con una longitud de 53 km y una anchura de 6,5 km. En los perfiles sísmicos este depósito se caracteriza por una morfología convexa con reflectores continuos y paralelos de alta reflectividad (Fig. 2.25.B).



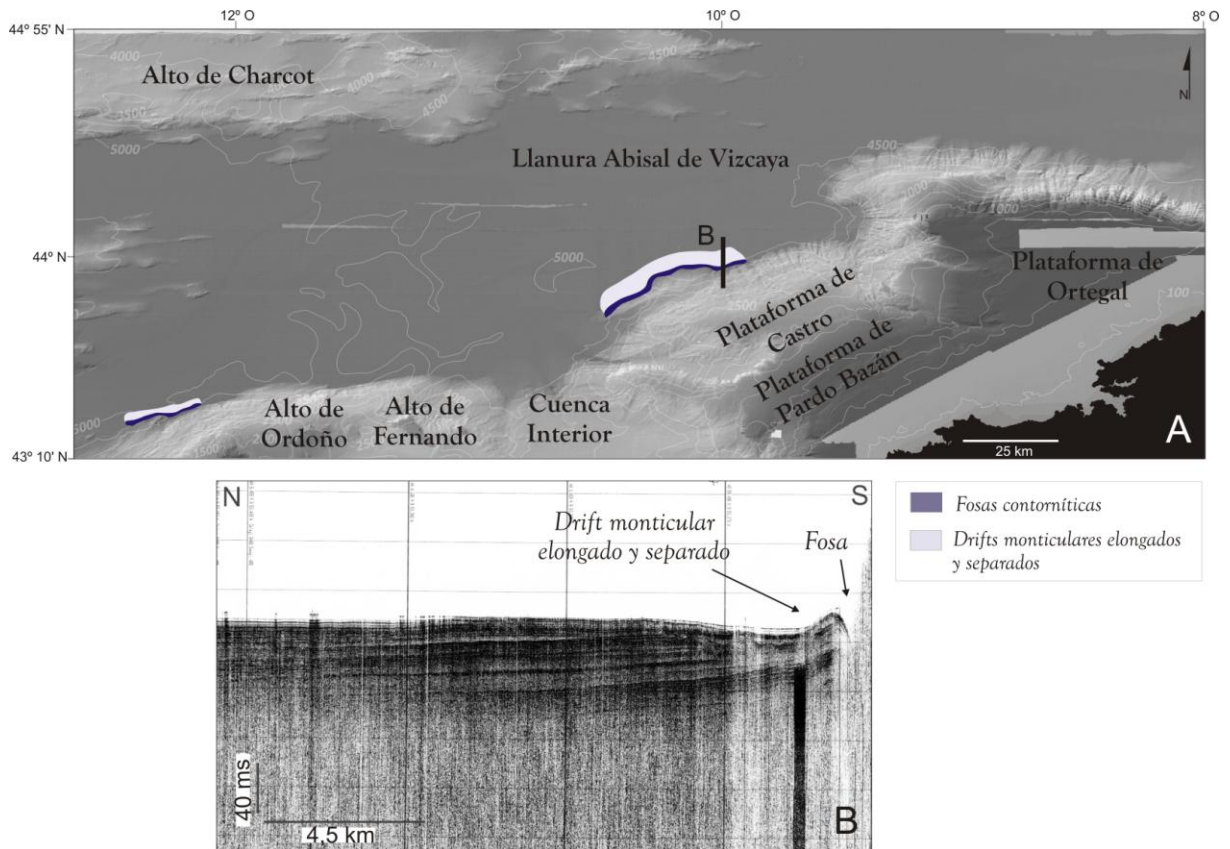


Figura 2.25. A) Situación de los depósitos y fosas contorníticas en la Llanura Abisal de Vizcaya de la zona de estudio. B) Perfil sísmico de alta resolución mostrando un ejemplo del depósito y fosa contornítica en la Llanura Abisal de Vizcaya al noroeste de las plataformas marginales.

#### 2.3.2.4. Diques

Un rasgo característico de los canales medio-oceánicos es el desarrollo de diques en sus márgenes a lo largo de su trayectoria. En la zona de estudio se han identificado diques a lo largo del sistema de canales que circula por el sector occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya estudiada en este trabajo (Fig. 2.1.C).

A lo largo de la trayectoria del Canal de Ortegál tiene lugar el desarrollo de un dique en el margen derecho de dirección NE-SO. Este dique se caracteriza por tener una longitud de 146 km, una anchura máxima al inicio de unos 13 km y una altura entre 5 y 8 m (Figs. 2.26.A y B).

La parte central de la trayectoria del Canal Hespérides se caracteriza por el desarrollo de un dique en el margen norte del canal que tiene una longitud de unos 100 km. La parte central de este dique presenta valores máximos de anchura y altura sobre el nivel de la llanura abisal de 12 km y 18 m, respectivamente (Fig. 2.26.A).

Además, se ha observado el desarrollo de diques en los canales secundarios del canal Hespérides, tanto en el margen derecho como en el izquierdo, a lo largo de unos 36 km. Estos

diques se caracterizan por tener anchuras y alturas máximas en la parte central con valores de unos 4 km y 5 m, respectivamente (Fig. 2.26.A y C).

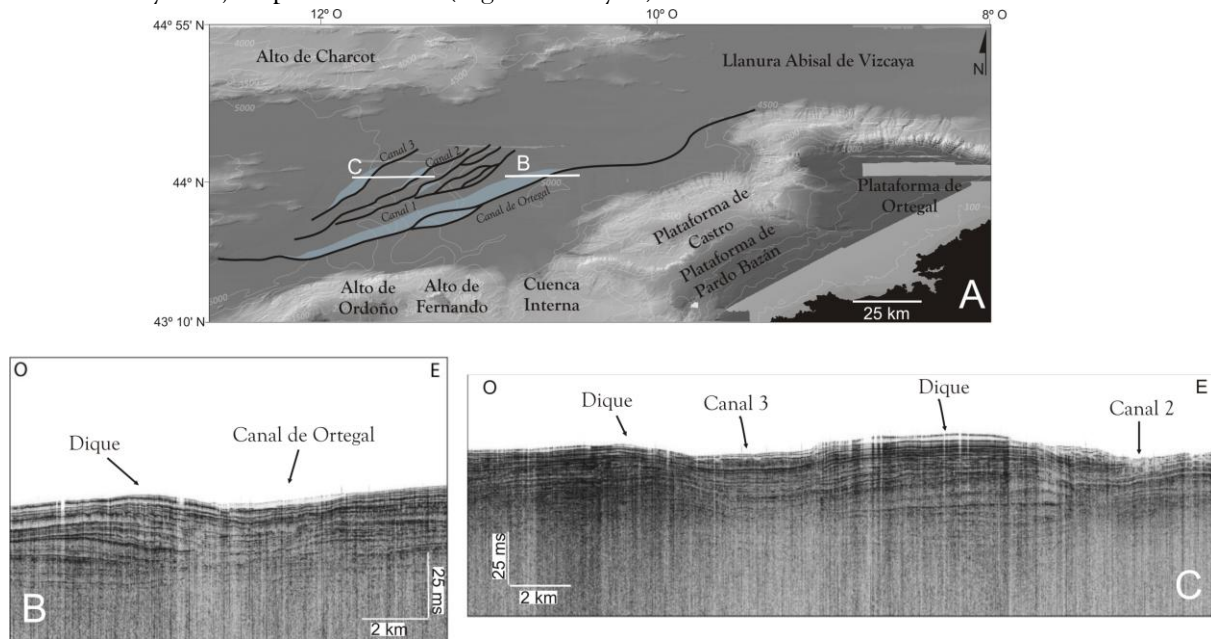


Figura 2.26. A) Mapa batimétrico donde se localizan los diques identificados en el sector occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya estudiada en este trabajo y perfiles sísmicos de alta resolución donde se muestran algunos ejemplos: B) Perfil sísmico donde se muestra el dique asociado al Canal de Ortegal. C) Perfil sísmico donde se muestran los diques asociados a los canales secundarios 2 y 3 localizados al oeste de la llanura abisal.

#### 2.3.2.5. Depósitos por movimientos en masa

También se observan morfologías gravitacionales representadas por depósitos relacionados con movimientos en masa. Estas morfologías se observan sobre los flancos de las crestas del Alto de Charcot así como sobre la Llanura Abisal de Vizcaya (Fig. 2.27.A). Se han identificado morfologías por movimientos en masa sobre el Alto de Charcot a una profundidad de entre 4000 y 4200 m. Presentan valores de longitud que van desde 5 km hasta 16 km y anchuras entre 3 y 12 km. En los perfiles sísmicos estas morfologías se caracterizan por presentar una superficie ondulada del fondo y relleno transparente (Fig. 2.27.B y C).

### 2.3.3. Morfologías erosivas

#### 2.3.3.1. Fosas contorníticas

Las morfologías erosivas están representadas por fosas contorníticas que se han cartografiado en el sector occidental de la zona de estudio, a una profundidad de unos 5000 m, en la Llanura Abisal de Vizcaya (Fig. 2.1.C).

En el extremo norte de la zona de los bancos estructurales se encuentra una de las fosas a una profundidad de unos 5050 m. Se extiende en dirección NE-SO a lo largo de 22 km. Presenta una anchura de 1,2 km con una profundidad de incisión media de 10 m (Fig. 2.25).

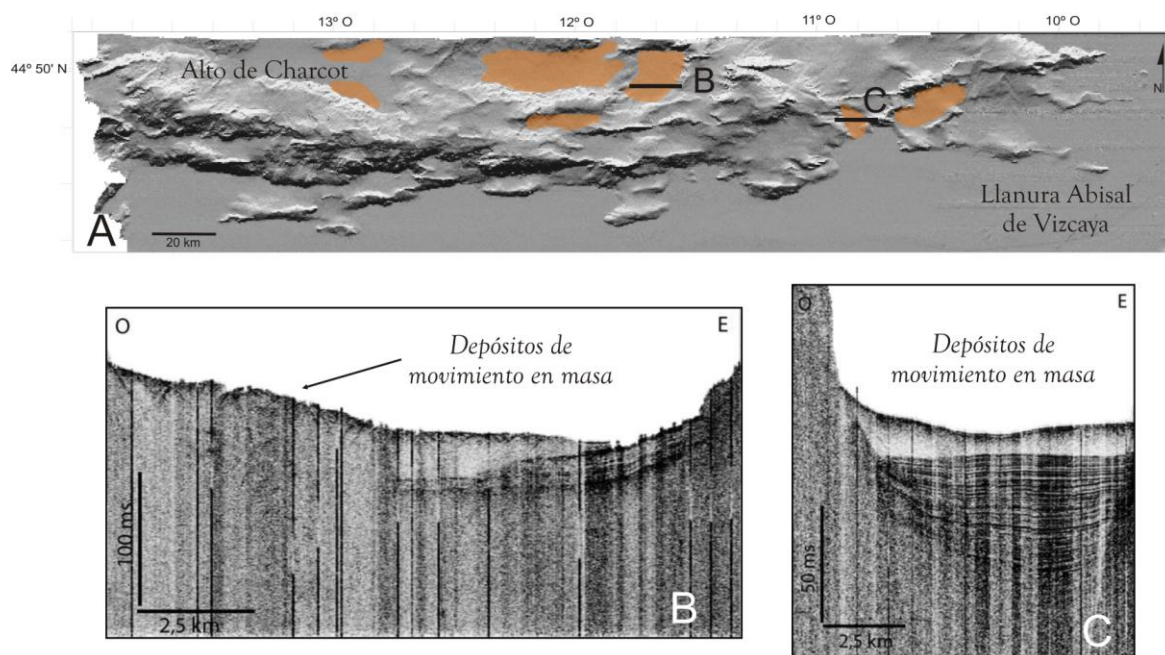


Figura 2.27. A) Mapa batimétrico con la localización de los depósitos por movimientos en masa entre las crestas del Alto de Charcot. B y C) Perfiles sísmicos de alta resolución mostrando dos ejemplos de estos depósitos.

La segunda fosa se ha determinado en el extremo distal de la Plataforma de Castro a una profundidad de 5000 m. Presenta una longitud de 53 km en dirección NE-SO, una anchura de 1,5 km y una profundidad de incisión de unos 8 m. En los perfiles sísmicos esta fosa se caracteriza por presentar una morfología en V simétrica (Fig. 2.25.B).

### 2.3.3.2. Canales medio-oceánicos

Al sur y oeste del Golfo de Vizcaya se han identificado dos sistemas de canales medio-oceánicos, entre los paralelos 43°N y 44° 57'N y los meridianos 5° 29'O y 14°O. Localizados a profundidades entorno a 5000 m recorren a lo largo de la Llanura Abisal de Vizcaya una longitud de unos 700 km y conecta con la Llanura Abisal de Iberia a través del Theta Gap (Fig. 2.1.C).

Se ha determinado la existencia de dos sistemas independientes de canales medio-oceánicos. Un sistema, procede del sector más septentrional de la zona de estudio, presenta una dirección NNE-SSO. El otro sistema de canales, localizado al norte de la Península Ibérica, presenta una dirección inicial E-O que cambia a NO-SE circulando unos 70 km en esta dirección hasta llegar a desaparecer (Fig. 2.1.C).

Al norte de la Plataforma de Ortegá el sistema de canales procedente del norte cambia su dirección que primero será NE-SO pasando a E-O siguiendo la morfología del Alto de Charcot al norte. A medida que circula por este sector suroccidental de la Llanura Abisal de Vizcaya se van a ir desarrollando diferentes sistemas de canales distributarios que irán perdiendo entidad a medida que avanzan hacia el sur y hacia el este. Al llegar a la zona del Theta Gap tiene lugar un giro de casi 90° en la dirección del canal principal así como la unión de los diferentes canales tributarios iniciales, dando lugar a un único canal principal que se canaliza a través de estos altos estructurales desembocando en la Llanura Abisal de Iberia fluyendo en dirección NE-SO (Fig. 2.1.C).

A continuación se va a realizar una descripción detallada del trazado y los rasgos morfológicos más relevantes de estos sistemas de canales medio-oceánicos dividiéndolos, inicialmente, según sus conexiones laterales y, por tanto, posible origen.

#### 2.3.3.2.1 Canales medio-oceánicos del Sistema Turbidítico del Cantábrico

En la parte central del sector meridional de la Llanura Abisal de Vizcaya se identifican varios canales que se han denominado Sistema Turbidítico del Cantábrico. El canal meridional circula en dirección E-O próximo a la base del talud continental, mientras que el resto de canales más septentrionales presentan una dirección NO-SE (Fig. 2.28.A).

La información utilizada para la caracterización morfológica de los canales de este sector procede únicamente de datos batimétricos por lo que el detalle de la descripción efectuada es menor que para otras zonas del margen. A continuación se presentan las características particulares de cada uno de estos canales a lo largo de su curso.

##### a) Canal Meridional

Discurre a profundidades en torno a los 4800 m, paralelo y muy próximo al margen continental, con una dirección E-O y un trazado rectilíneo donde el grado de sinuosidad tiene un valor medio de 1,02. Se extiende a lo largo de unos 90 km, con una pendiente axial de 1,1°, hasta el punto de coordenadas 44° 19'N, 6°47'O donde desaparece (Fig. 2.28.A).

Presenta una anchura que no supera los 4 km y una profundidad de incisión que varía desde 20 m en el inicio hasta 4 m al final de su recorrido, en el sector central se observan los valores máximos de anchura y profundidad de incisión donde los valores pueden llegar hasta los 8 km y 35 m, respectivamente.

Se ha dividido su trayectoria en cuatro sectores en función de la asimetría del canal. En la Tabla 2.1 se exponen los valores de los parámetros morfológicos medidos para cada sector y a continuación se comentan los aspectos más significativos de los mismos (Fig. 2.29):

- 1) Sector 1. El primer sector presenta una longitud de 10 km desde su inicio con una orientación E-O. Este sector es el que presenta mayor pendiente axial en todo el canal,

con un valor de  $0,2^\circ$ , y una profundidad de incisión máxima de 20 m. Su trazado es rectilíneo. El perfil transversal es asimétrico con morfología en U, con una mayor pendiente en la vertiente norte alcanzando valores de  $0,8^\circ$  y una pendiente sur más suave con valores de  $0,17^\circ$ .

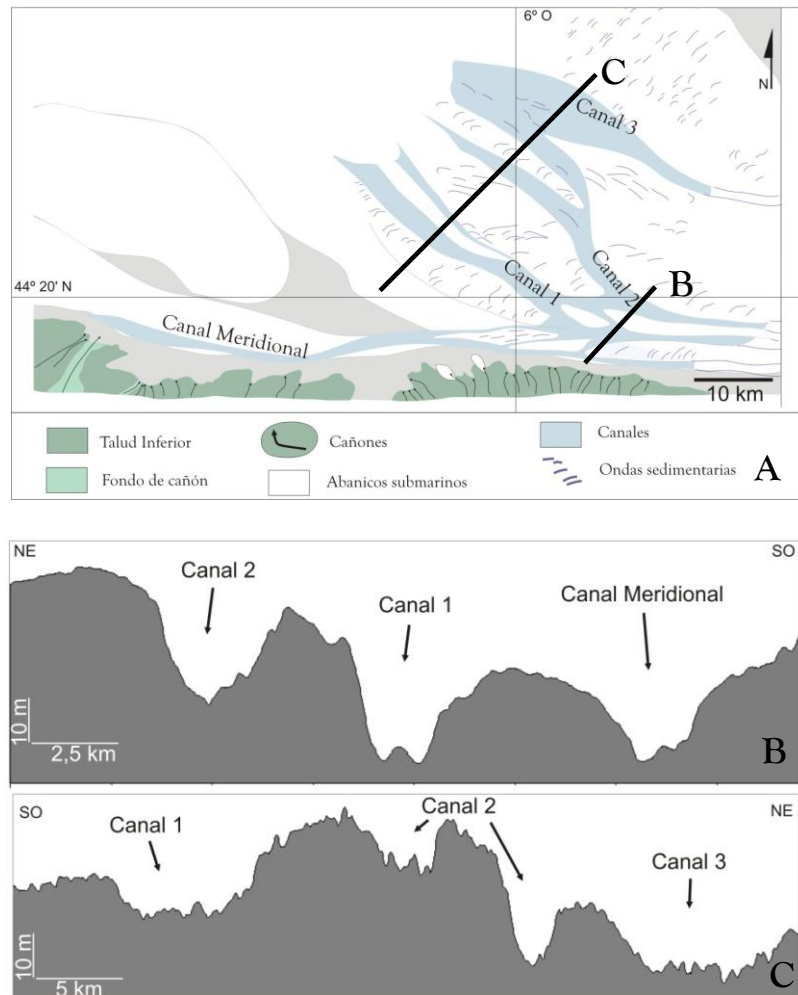


Figura 2.28. A) Esquema morfológico de los canales, mostrando la localización del perfil transversal. B) Perfil transversal del Canal Meridional y de los canales 1 y 2. C) Perfil transversal de los canales 1, 2 y 3.

- 2) Sector 2. En este sector el canal se estrecha hasta una anchura de 2,5 km. Recorre una longitud de 21 km en dirección E-O y manteniendo una profundidad de incisión en torno a los 15 m. Su trazado es rectilíneo y su perfil transversal es simétrico en U con laderas muy regulares que presentan una pendiente media de  $0,7^\circ$ .

Sector 3. El canal se extiende aproximadamente 53 km. La anchura aumenta en su parte inicial al igual que la profundidad de incisión que alcanza los 35 m. Al final de su recorrido disminuye la anchura y la profundidad de incisión hasta valores de 3 km y 12 m, respectivamente. Su trazado es rectilíneo y su perfil transversal es asimétrico, inicialmente la mayor pendiente es la vertiente sur con valores máximos de  $1,5^\circ$ .



cambiando hacia la mitad del recorrido a la vertiente norte que alcanza valores máximos de  $0,5^\circ$ .

	Sector 1	Sector 2	Sector 3	Sector 4	TOTAL
Longitud (km)	10,3	21	53	5,7	90
Anchura (km)	4	2,4-2,7	3-8,5	2	2-8,5
Dirección	E-O	E-O	E-O	E-O	E-O
Forma Planta	Recto	Recto	Recto	Recto	Rectilíneo
Grado Sinuosidad (SI)	1	1	1,04	1	1,03
Gradiente Axial ( $^\circ$ )	0,2	0,13	0,07	0,07	0,1
Profundidad inicio (m)	4692	4723	4770	4829	4692
Profundidad final (m)	4723	4770	4829	4837	4837
Profundidad incisión (m)	20	12-20	35(inicio)-12(fin)	4	4-35
Perfil transversal	Asimétrico U	Simétrico U	Asimétrico	Simétrico	
Pendiente flanco derecho( $^\circ$ )	0,8	0,7	0,55	0,2	
Pendiente flanco izquierdo ( $^\circ$ )	0,17	0,7	0,8	0,2	

Tabla 2.1. Datos morfológicos y morfométricos del Canal Meridional

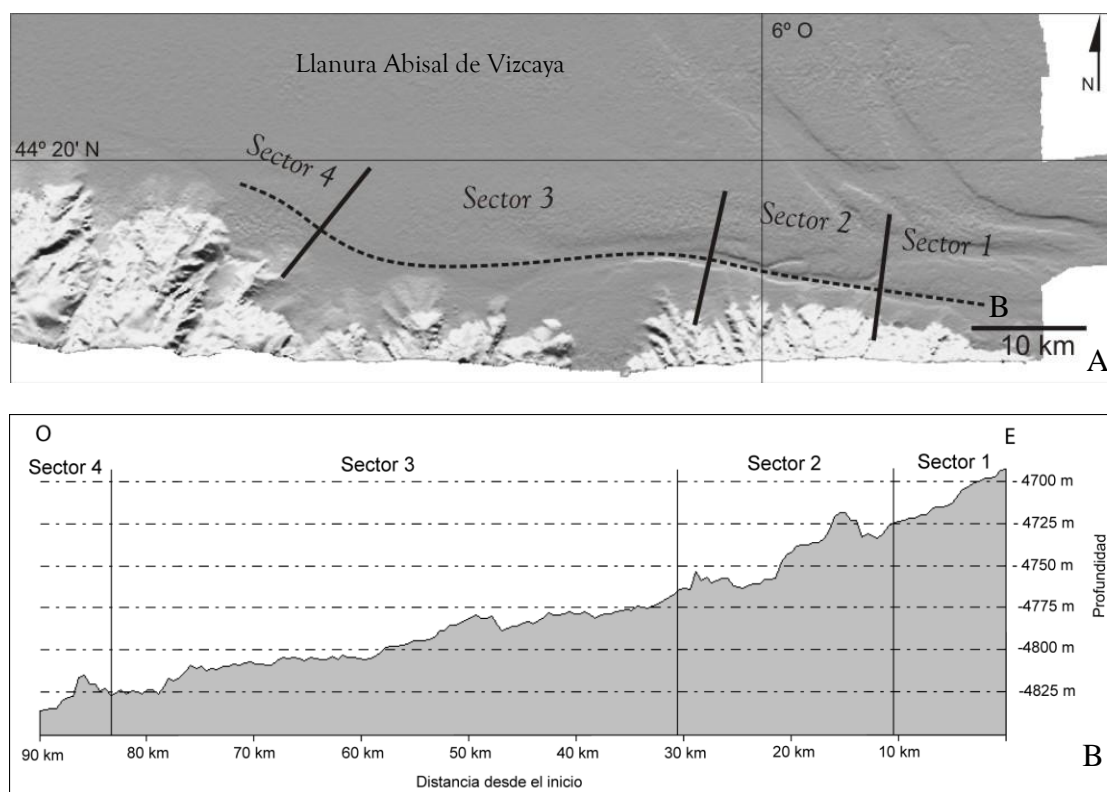


Figura 2.29. A) Mapa batimétrico del Canal Meridional con los diferentes sectores de su trayectoria y la localización del perfil topográfico. B) Profundidad del eje longitudinal del cañón. Ver localización en (A)

- 3) Sector 4. A lo largo de este sector el canal va perdiendo entidad hasta llegar a desaparecer. Presenta una longitud de 7 km en dirección E-O y presenta un trazado rectilíneo. El perfil transversal es simétrico con pendientes muy suaves en torno a  $0,2^\circ$ .



## b) Canal Septentrional

Se han identificado al menos 3 canales (Fig. 2.28). Éstos presentan una dirección E-O que cambia a NO-SE (Fig. 2.30.A). Se extienden aproximadamente unos 70 km y alcanzan una profundidad en torno a 4800 m. A continuación se detallan las características morfológicas más relevantes de cada uno de esos canales (Fig. 2.30).

Canal 1

Este canal tiene una longitud total de 70 km. Su trazado es rectilíneo (SI=1,08) con una dirección inicial E-O que cambia a NO-SE (Fig. 2.30.A). Se caracteriza por una anchura que no supera los 9 km y una profundidad de incisión que puede alcanzar los 20 m en el segmento inicial. A continuación se detallan las características morfológicas más relevantes de cada uno de los cuatro sectores en los que se ha dividido este canal (Tabla 2.2 y Fig. 2.30.B).

	Sector 1	Sector 2		Sector 3	Sector 4	TOTAL
		principal	secundario			
Longitud (km)	17,5	12	12	18,5	22	70
Anchura (km)	4	8	4	9	3,6	3,6-9
Dirección	E-O	NO-SE	NO-SE	NO-SE	NO-SE	E-O; NO-SE
Forma Planta	Recto	Recto	Sinuoso	Recto	Recto	Rectilíneo
Grado Sinuosidad (SI)	1	1,05	1,1	1,01	1,02	1,08
Gradiente Axial (°)	0,07	0,12	0,13	0,14	0,05	0,10
Profundidad inicio (m)	4700	4723	4723	4745	4791	4700
Profundidad final (m)	4723	4745	4745	4791	4812	4812
Profundidad incisión (m)	10-20	20	15	18	5-10	5-20
Perfil transversal	Simétrico U	Simétrico U	Asimétrico V	Asimétrico U	Simétrico V	
Pendiente flanco derecho (°)	0,45	0,3	0,6	0,5	0,25	
Pendiente flanco izquierdo (°)	0,45	0,3	0,3	0,15	0,25	

Tabla 2.2. Datos morfológicos y morfométricos del Canal 1.

- 1) Sector 1. En este sector el canal recorre una longitud de unos 17 km en dirección E-O. Su trazado es recto y se han identificado los valores máximos de profundidad de incisión de todo el canal que llegan a alcanzar los 20 m. Los perfiles transversales son simétricos en U, determinándose los valores máximos de pendiente de 0,6°.
- 2) Sector 2. El canal se divide en dos en torno al punto 44° 16'N, 5° 51'O. Ambos canales presentan una longitud de hasta 12 km siguiendo una dirección NO-SE y un trazado ligeramente sinuoso. El canal principal presenta mayores dimensiones, con una anchura de 8 km y una profundidad de incisión de 20 m. Su perfil transversal es simétrico con valores de pendiente de 0,3°. El canal secundario se caracteriza por una anchura de 4 km, una profundidad de incisión de 15 m y un perfil transversal asimétrico en V, con una mayor pendiente en su vertiente derecha con valores de 0,6°. Ambos canales vuelven a unirse en torno al punto de coordenadas 44° 20'N, 5° 57'O.

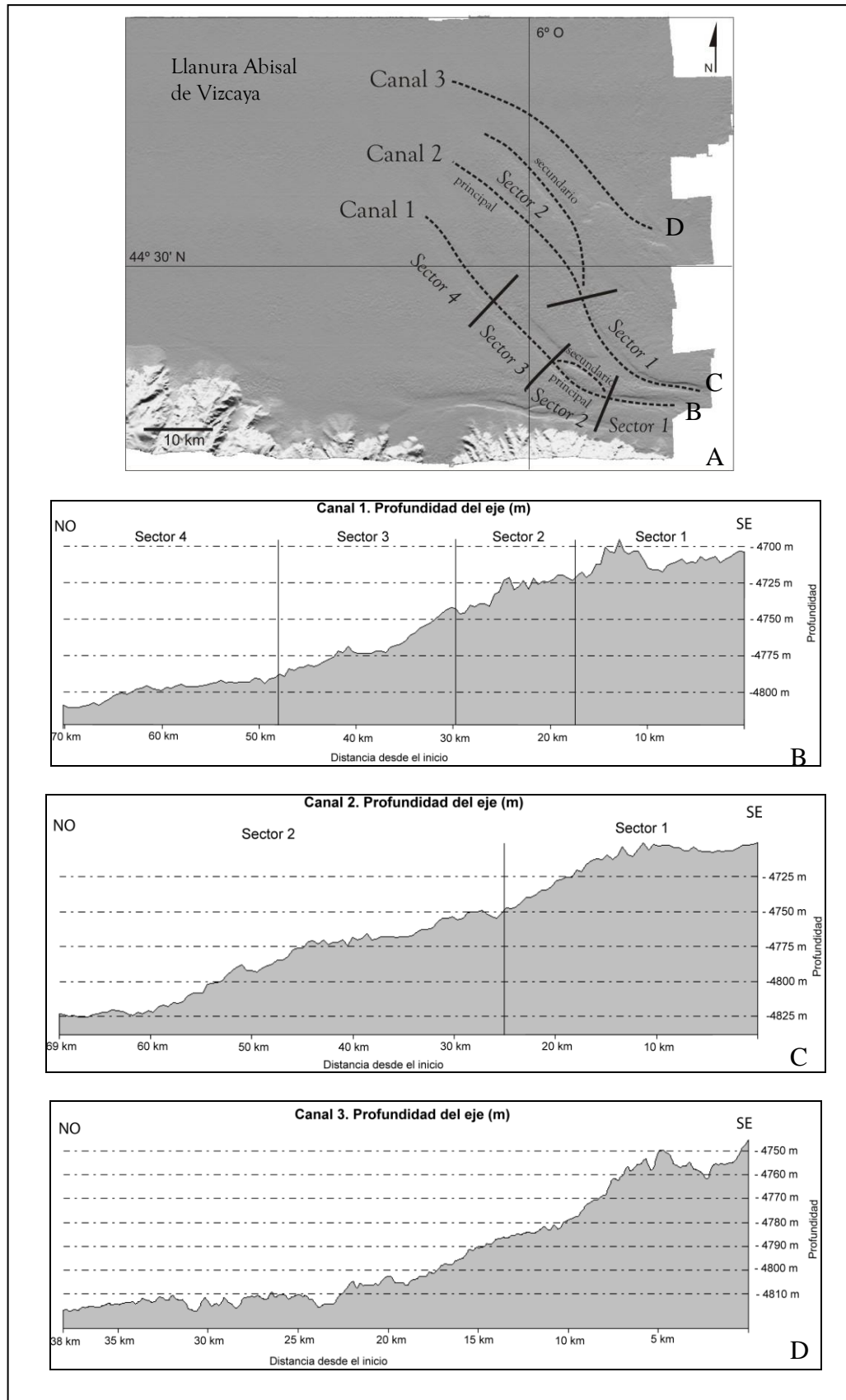


Figura 2.30. A) Mapa batimétrico mostrando las trayectorias de los canales 1, 2 y 3 y los Sectores que se han diferenciado en ellos. B) Profundidad del eje longitudinal del canal 1, el cual se ha dividido en tres Sectores. C) Profundidad del eje longitudinal del canal 2, el cual se ha dividido en 2 Sectores. D) Profundidad del eje longitudinal del canal 3. Ver localización en (A).

- 3) Sector 3. En este sector el canal presenta una longitud de 18 km y alcanza una anchura de 9 km. Presenta una dirección NO-SE y un trazado rectilíneo. El gradiente axial medio en este sector es de  $0,14^\circ$ , que constituye el valor máximo para todo el canal. Su perfil transversal es asimétrico en U, con valores medios de pendiente de  $0,5^\circ$  en su vertiente derecha y  $0,15^\circ$  en la izquierda.
- 4) Sector 4. Presenta una longitud de 22 km en dirección NO-SE con un trazado rectilíneo. En este sector el canal disminuye tanto la anchura como la profundidad de incisión hasta valores de 3,5 km y 5 m, respectivamente, y se observan los valores mínimos de pendiente axial de todo el canal con un valor de  $0,05^\circ$ . El perfil transversal es simétrico en V, con pendientes en ambas vertientes que no superan los  $0,3^\circ$ .

### Canal 2

Este canal se extiende aproximadamente unos 70 km. Inicialmente presenta una dirección E-O que va cambiando primero a NO-SE y después a N-S, para volver a al sentido inicial al final de su recorrido (Fig. 2.30.A). Debido a estos cambios en la trayectoria del canal se identifica un valor medio del grado de sinuosidad máximo para este sector ( $SI=1,11$ ), considerándose por tanto de trazado rectilíneo pero cercano a sinuoso.

Sus perfiles transversales son simétricos a lo largo de todo el canal con valores de pendiente que varían de  $0,2^\circ$  a  $0,4^\circ$ . A continuación se detallan los parámetros morfológicos más relevantes de los dos sectores en los que se ha dividido el canal (Tabla 2.3 y Fig. 2.30.C).

	Sector 1	Sector 2		TOTAL
		principal	secundario	
Longitud (km)	35	34	31,7	69
Anchura (km)	6-9	2,5-5,5	3,5	2,5-9
Dirección	E-O a NO-SE	N-S a NO-SE	NO-SE	E-O; NO-SE; N-S
Forma Planta	Recto	Recto	Recto	Variable
Grado Sinuosidad (SI)	1,05	1,05	1	1,11
Gradiente Axial ( $^\circ$ )	0,13	0,10	0,09	0,12
Profundidad inicio (m)	4694	4768	4768	4694
Profundidad final (m)	4768	4823	4817	4823
Profundidad incisión (m)	15-20	10	4-8	4-20
Perfil transversal	Simétrico U	Simétrico V	Simétrico V	
Pendiente flanco derecho( $^\circ$ )	0,3	0,3	0,2	
Pendiente flanco izquierdo ( $^\circ$ )	0,3	0,3	0,2	

Tabla 2.3. Datos morfológicos y morfométricos del Canal 2.

- 1) Sector 1. En este sector el canal presenta una longitud de 35 km. En su inicio su dirección es E-O y posteriormente cambia a NO-SE. Su trazado es ligeramente sinuoso y la anchura del canal va aumentando ligeramente hasta los 9 km en su parte central con una posterior reducción hasta valores en torno a 6 km. Se observan los valores máximos de profundidad de incisión en el inicio de este sector con valores de hasta 20 m, a partir del giro que tiene lugar en la trayectoria del canal se hace más somero con un valor de profundidad de incisión de 15 m que se mantiene hasta el final de este sector. La pendiente axial tiene un valor medio de  $0,13^\circ$  para todo el sector y que constituye el

valor máximo para todo el canal. Su perfil transversal es simétrico en U, con un valor medio de pendiente de  $0,3^\circ$  para ambas vertientes.

- 2) Sector 2. El canal se bifurca en dos canales. El canal principal tiene una longitud de 34 km con un trazado ligeramente sinuosos. Presenta una dirección N-S durante los primeros 15 km y posteriormente cambia a NO-SE. Su anchura máxima es de 5,5 km, con una profundidad de incisión de 10 m. Su perfil transversal es simétrico con morfología en V y con valores máximos de  $0,4^\circ$  cuando tiene lugar el cambio de dirección. El canal secundario tiene una longitud de 31,7 km, trazado rectilíneo y una dirección NO-SE a lo largo de toda su trayectoria con valores de anchura y profundidad de incisión que no superan los 3,5 km y 8 m, respectivamente. El perfil transversal es simétrico en V, con valores mínimos de pendiente de  $0,15^\circ$  para las dos vertientes.

### Canal 3

El inicio de este canal se localiza unos 25 km al norte del canal 2, en torno al punto de coordenadas  $44^\circ 32'N$ ,  $5^\circ 40'O$  (Fig. 2.30.A). Tiene una longitud de 38 km siguiendo una dirección NO-SE hasta alcanzar una profundidad de 4800 m y un trazado rectilíneo. El gradiente axial medio para todo el canal es de  $0,11^\circ$ . Se caracteriza por una anchura media de 8 km y una profundidad de incisión que en su inicio tiene un valor de 10 m y va disminuyendo ligeramente hasta valores en torno a 4 m. Los perfiles transversales son simétricos con morfología en V, y valores de pendiente que varían desde  $0,13^\circ$  en el sector inicial hasta  $0,06^\circ$  al final del trazado (Tabla 2.4 y Fig. 2.30.D).

TOTAL	
Longitud (km)	38
Anchura (km)	7-8,5
Dirección	NO-SE
Forma Planta	Recto
Grado Sinuosidad (SI)	1,02
Gradiente Axial ( $^\circ$ )	0,11
Profundidad inicio (m)	4747
Profundidad final (m)	4816
Profundidad incisión (m)	10(inicio)-4(fin)
Perfil transversal	Simétrico U
Pendiente flanco derecho( $^\circ$ )	0,09
Pendiente flanco izquierdo ( $^\circ$ )	0,09

Tabla 2.4. Datos morfológicos y morfométricos del Canal 3.

### c) Canal de Ortegá

Este canal se desarrolla en el extremo occidental de la Plataforma de Ortegá en torno al punto de coordenadas  $44^\circ 31'N$ ,  $9^\circ 11'O$  (Fig. 2.31.A). Se extiende aproximadamente unos 306 km a lo largo del sector occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya, en dirección NE-SO, con una pendiente axial media de  $0,03^\circ$  (Fig. 2.31.B). Al final de su recorrido, conecta con el Canal Hespérides procedente del norte, en torno al punto de coordenadas  $43^\circ 29'N$ ,  $12^\circ 33'O$ , dando

lugar a un único canal que desemboca en la Llanura Abisal de Iberia una vez que atraviesa los relieves que forman el Theta Gap (Fig. 2.31.C).

Durante los primeros 115 km la anchura y la profundidad de incisión van aumentando progresivamente hasta alcanzar unos valores de 7,5 km y 16,5 m, respectivamente, que son los valores máximos observados a lo largo de todo su trazado. A partir de aquí y hasta el final de su recorrido, el canal se va estrechando y el eje se va haciendo más somero. En los perfiles sísmicos se puede observar una sección del canal en forma de U con reflectores paralelos de alta reflectividad y, en algunos tramos, con un primer relleno transparente de baja reflectividad (Fig. 2.31. D y E).

A continuación se detallan los aspectos más significativos de los cinco sectores en los que se ha dividido este canal en función de su simetría (Tabla 2.5).

	Sector 1	Sector 2	Sector 3	Sector 4	Sector 5	TOTAL
Longitud (km)	70	54	120	25	42	306
Anchura (km)	4-6,5	4-7	2,5-4,2	1,6	1-2,6	1-7
Dirección	NE-SO a E-O	E-O a NE-SO	NE-SO	NE-SO a E-O	E-O	NE-SO; E-O
Forma Planta	Recto	Sinuoso	Recto	Recto	Recto	Rectilíneo
Grado Sinuosidad (SI)	1,02	1,06	1,02	1,04	1,01	1,04
Gradiente Axial (°)	0,02	0,03	0,01-0,04	0,04	0,04	0,03
Profundidad inicio (m)	4928	4953	4979	5034	5050	4928
Profundidad final (m)	4953	4979	5034	5050	5078	5078
Profundidad incisión (m)	4-7	8-16,6	5,5-15	8-12	5-8	4-16,6
Perfil transversal	Simétrico U	Asimétrico U	Simétrico U	Asimétrico	Simétrico	
Pendiente flanco derecho(°)	0,13	0,8	0,4	1,7	0,45	
Pendiente flanco izquierdo (°)	0,13	0,3	0,4	0,4	0,45	

Tabla 2.5. Datos morfológicos y morfométricos del Canal de Ortegá

- 1) Sector 1. En este primer sector el canal se desarrolla muy próximo al pie del talud con una dirección que pasa de NE-SO a E-O. A lo largo de los 70 km de su recorrido la anchura varía desde 4 km al inicio hasta 6,5 km al final de este sector, mientras que la profundidad del eje del canal aumenta cuando tiene lugar el cambio en la dirección de su trazado rectilíneo. El perfil transversal es simétrico con forma de U y con valores medios de pendiente de 0,13°.
- 2) Sector 2. El canal tiene una longitud de 54 km con un trazado ligeramente sinuoso (SI=1,06) donde su dirección cambia de E-O a NE-SO. Este sector presenta los máximos valores de anchura y profundidad de incisión medidos para todo el canal. Los perfiles transversales son asimétricos con morfología en U, determinándose valores de pendiente medios de 0,8° y 0,3° para la vertiente norte y sur, respectivamente.



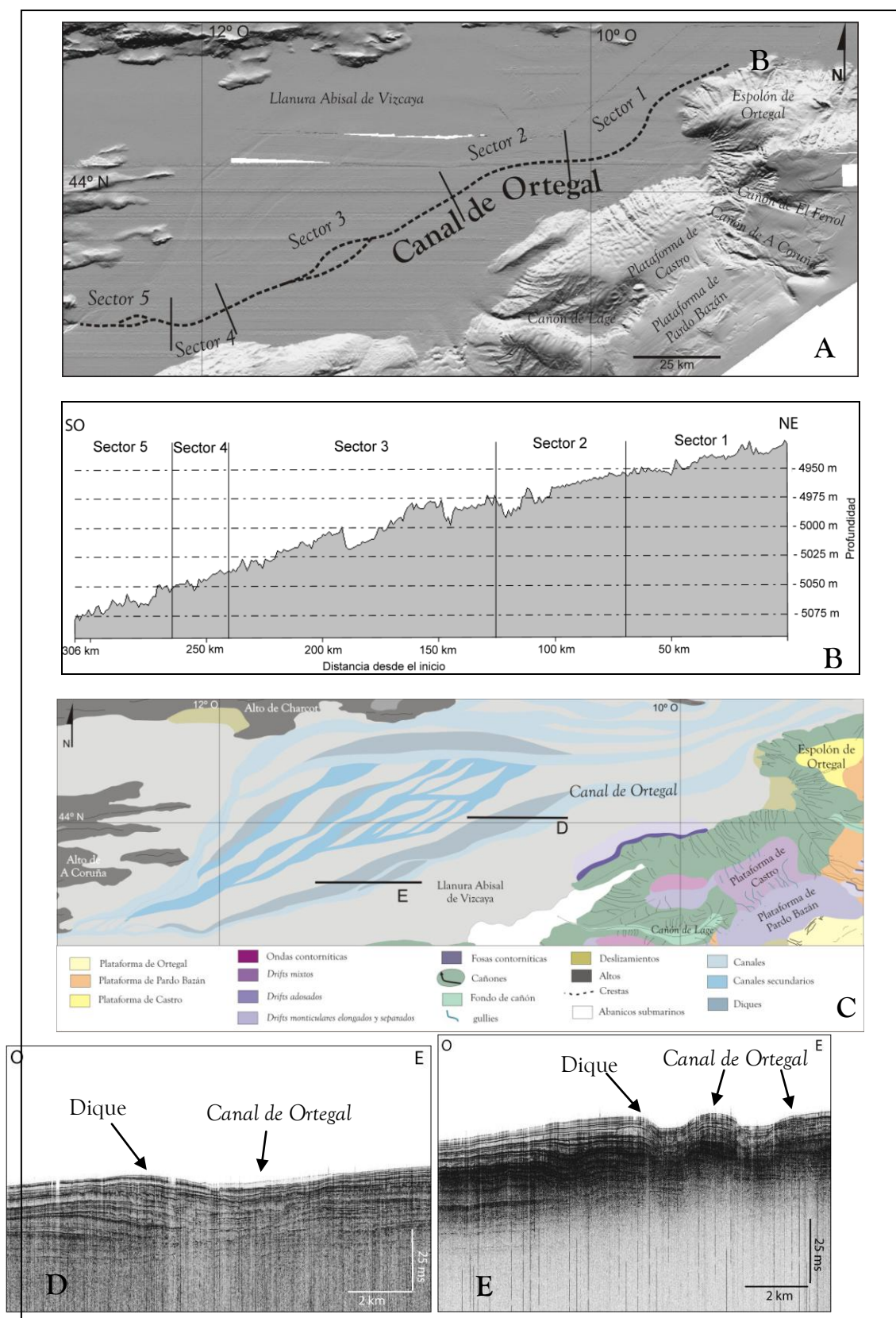


Figura 2.31. A) Mapa batimétrico donde se localiza el perfil topográfico realizado a lo largo del Canal de Ortegalete y los Sectores diferenciados. B) Profundidad del eje longitudinal donde se indican los 5 Sectores diferenciados. Ver localización en (A). C) Esquema morfológico del canal de Ortegalete. D y E) Perfiles sísmicos de alta resolución transversales al canal de Ortegalete en diferentes sectores, observándose las morfologías del canal y dique asociado. Ver localización en (C).

- 1) Sector 3. El canal recorre los 120 km de este sector con una dirección NE-SO, una anchura media de 3 km y presentando un trazado rectilíneo. El gradiente axial medio en los primeros 37 km de este sector es de  $0,01^\circ$ , siendo el valor mínimo de pendiente para todo el canal. A partir de aquí este valor aumenta hasta  $0,04^\circ$ , siendo el valor máximo de pendiente del canal. Durante los siguientes 32 km, hasta su final, el canal está dividido en dos manteniendo las mismas características morfológicas del resto del sector y con la misma dirección NE-SO. El perfil transversal es simétrico en U, con valores medios de pendiente de  $0,4^\circ$ , aumentando hacia el final hasta  $0,6^\circ$ .
- 2) Sector 4. Presenta una longitud de 25 km con un trazado rectilíneo. La dirección varía de NE-SO en los primeros 20 km del sector, a E-O hasta su final. En este sector el canal se estrecha hasta alcanzar valores de 1,5 km manteniendo una profundidad de incisión bastante uniforme con valores en torno a 10 m. Los perfiles transversales del canal tienen forma de U, asimétricos, y presenta los máximos valores de pendiente para la vertiente norte de aproximadamente  $2,1^\circ$ .
- 3) Sector 5. El canal se extiende aproximadamente 42 km con una dirección E-O hasta el final de su recorrido. El trazado es recto, con un gradiente axial medio de  $0,04^\circ$  y con una anchura bastante uniforme, de hasta 2 km. En la parte central de este sector se puede apreciar un cauce secundario de unos 12 km de longitud, situado al norte del canal principal. Ambos cauces vuelven a unirse y el canal principal experimenta un aumento de la profundidad de incisión, de hasta 8 m, y de pendiente, hasta  $0,7^\circ$ , siendo éste el valor máximo observado para este sector. Estos valores van disminuyendo ligeramente hasta la parte distal del sector, donde se produce la unión del Canal de Ortegal con el Canal Hespérides, procedente de la parte septentrional del margen, determinándose un nuevo aumento en la profundidad de incisión de 15 m. El perfil transversal presenta morfología en U simétrica con valores de pendiente de  $0,45^\circ$ .

#### 2.3.3.2.2. Canales medio-oceánicos del Sistema Turbidítico de Charcot

En el sector suroccidental de Llanura Abisal de Vizcaya se ha identificado un sistema de canales, entre  $6^\circ$ - $12^\circ$  N de latitud y  $44^\circ$ - $47^\circ$  O de longitud, a profundidades entre 4600 m y 5000 m, que se ha denominado Sistema Turbidítico de Charcot (Fig. 2.32).

El límite septentrional se encuentra en el paralelo  $44^\circ 55'N$  de latitud. Entre los  $8^\circ 45'O$  y  $9^\circ 45'O$  de longitud se han identificado diversos canales distributarios. Se han diferenciado tres canales que se extienden aproximadamente unos 300 km. Inicialmente presentan una dirección NE-SO que cambia a E-O una vez que atraviesan el paso situado al norte de la Plataforma de Ortegal y el Alto de Charcot, en este sector del recorrido los canales se encuentran totalmente condicionados por la presencia de estos relieves cuyas direcciones estructurales se orientan E-O. Durante aproximadamente 160 km continúan en esta dirección hasta llegar al Alto de A

Coruña donde cambia la dirección a NE-SO dando lugar a un único canal principal que desemboca en la Llanura Abisal de Iberia una vez que atraviesa el Paso del Theta Gap.

A continuación se presentan las características particulares de cada uno de estos tres canales a lo largo de su curso.

#### a) Canal de Charcot

Este canal se inicia en el punto de coordenadas 44° 55'N, 9° 31'O. A lo largo de sus 242 km de recorrido la dirección de su curso cambia primero de NE-SO a E-O, condicionado por el Alto estructural de Charcot, y de nuevo vuelve a NE-SO en el último sector de su recorrido (Fig. 2.32.B y D). Se extiende a profundidades en torno a 5000 m con una pendiente del eje del canal con valor medio de 0,02°. El trazado del cauce analizado en su conjunto es sinuoso (SI=1,17). La anchura del canal es muy uniforme a lo largo de todo el curso con un valor medio en torno a 6 km. Mientras que la profundidad de incisión del eje del canal presenta los valores más altos en los primeros 50 km de su recorrido llegando hasta 10 m, con un valor en promedio de 6,5 m. En los perfiles sísmicos se observa una superficie de truncación erosiva de alta reflectividad con forma de U (Fig. 2.32.E).

Según el trazado, este canal se puede dividir en tres sectores. Las características morfológicas en detalle del canal y de cada uno de los sectores se especifican en la Tabla 2.6.

	Sector 1	Sector 2	Sector 3	TOTAL
Longitud (km)	55	105	82	242
Anchura (km)	5,5-12,5	2-8	8-9	2-12,5
Dirección	NE-SO	E-O	NE-SO	NE-SO; E-O
Forma Planta	Recto	Sinuoso	Recto	Variable
Grado Sinuosidad (SI)	1	1,09	1,03	1,17
Gradiente Axial (°)	0,03	0,03	0,02	0,02
Profundidad inicio (m)	4919	4946	4993	4919
Profundidad final (m)	4946	4993	5004	5004
Profundidad incisión (m)	4-10	2-7	7-8	2-8
Perfil transversal	Asimétrico V	Simétrico U	Asimétrico U	
Pendiente flanco derecho(°)	0,10	0,08	0,3	
Pendiente flanco izquierdo (°)	0,07	0,08	0,05	

Tabla 2.6. Datos morfológicos y morfométricos del Canal de Charcot

- 1) Sector 1. Este primer sector presenta una longitud de 55 km con una dirección NE-SO hasta el punto de coordenadas 44° 27'N, 9° 49'O. Tiene una anchura que varía desde 12 km en su inicio hasta 5 km en su paso por el Alto de Charcot, situados al oeste del canal. En este sector se han determinado valores máximos de profundidad de incisión para todo el canal con un valor de 10 m. Su trazado es rectilíneo con un valor de gradiente axial de 0,03°. El perfil transversal es asimétrico con morfología en V, con una mayor pendiente en la vertiente este alcanzando valores máximos de 0,17°. Durante los últimos 10 km de este sector esta condición cambia y es la vertiente oeste la que presenta una mayor pendiente con valores máximos de 0,13°.

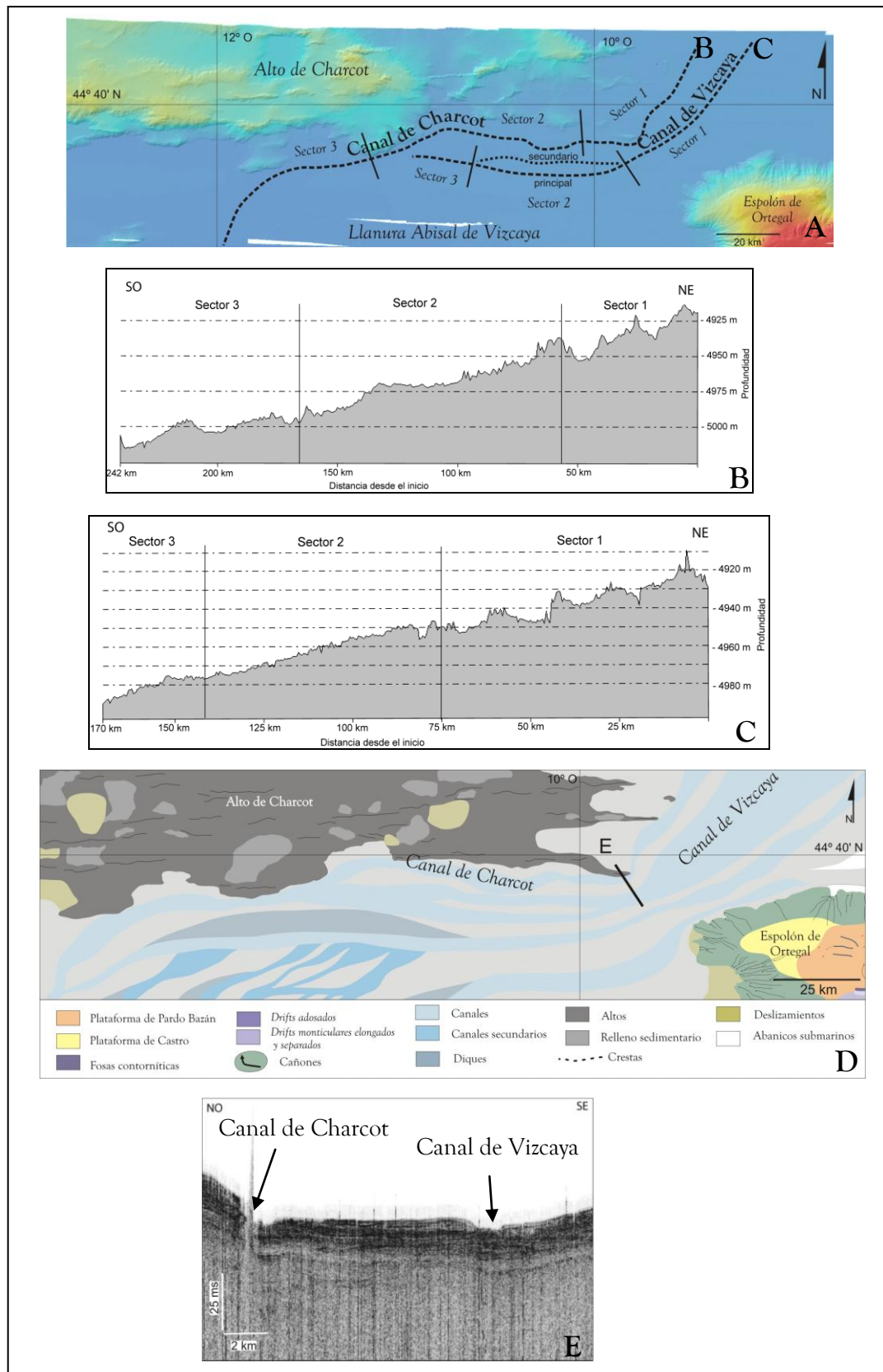


Figura 2.32. A) Mapa batimétrico donde se muestran las trayectorias de los canales Charcot y Vizcaya y los Sectores diferenciados. B) Profundidad del eje longitudinal del Canal Charcot donde se indican los 3 Sectores diferenciados. C) Profundidad del eje longitudinal del Canal Vizcaya donde se indican los 3 Sectores diferenciados. D) Esquema morfológico de los Canales Charcot y Vizcaya. E) Perfil sísmico de alta resolución transversal a los canales Charcot y Vizcaya. Ver localización en (C).

- 2) Sector 2. El canal presenta una longitud de 100 km, con una dirección E-O y un trazado ligeramente sinuoso a lo largo de todo este sector. Tanto la anchura como la profundidad de incisión son uniformes con valores medios de 6 km y 6 m, respectivamente. El gradiente axial medio del canal es de  $0,03^\circ$ . El perfil transversal es simétrico con forma de U con valores de pendiente medios de  $0,1^\circ$  para las dos laderas. A este canal se le une el Canal Central en el segmento final de este sector en torno al punto de coordenadas  $44^\circ 28'N$ ,  $10^\circ 55'O$ .
- 3) Sector 2. El canal presenta una longitud de 100 km, con una dirección E-O y un trazado ligeramente sinuoso a lo largo de todo este sector. Tanto la anchura como la profundidad de incisión son uniformes con valores medios de 6 km y 6 m, respectivamente. El gradiente axial medio del canal es de  $0,03^\circ$ . El perfil transversal es simétrico con forma de U con valores de pendiente medios de  $0,1^\circ$  para las dos laderas. A este canal se le une el Canal Central en el segmento final de este sector en torno al punto de coordenadas  $44^\circ 28'N$ ,  $10^\circ 55'O$ .
- 4) Sector 3. El canal tiene una longitud de 82 km y un trazado rectilíneo. Tiene una dirección E-O durante los primeros 40 km y después cambia a una dirección NE-SO hasta el punto de coordenadas  $44^\circ 08'N$ ,  $11^\circ 52'O$ , donde se une al Canal Hespérides. En este sector el canal tiene una anchura que no supera los 9 km. El gradiente axial del eje tiene un valor de  $0,02^\circ$ , que es el valor mínimo observado a lo largo de todo el canal, y una profundidad de incisión en torno a 8 m. El perfil transversal es asimétrico con morfología en U y con valores de pendiente medios de  $0,3^\circ$  y  $0,05^\circ$  para la vertiente norte y sur, respectivamente.

#### b) Canal de Vizcaya

Se inicia en el punto de coordenadas  $44^\circ 55'N$ ,  $9^\circ 06'O$ , se extiende a lo largo de unos 170 km y, finalmente, conecta con el Canal de Charcot en el punto de coordenadas  $44^\circ 28'N$ ,  $10^\circ 55'O$  (Fig. 2.32.A y D). Circula a profundidades en torno a 4900 m con un valor medio de gradiente axial de  $0,02^\circ$ .

La anchura al comienzo del canal es de aproximadamente 17 km que va disminuyendo progresivamente hasta tener un valor medio en torno a 8 km. La profundidad de incisión es uniforme en todo el canal con un valor medio de 5 m, encontrándose los valores mínimos al final de su recorrido (Fig. 2.32.C). En los perfiles sísmicos este canal presenta una superficie de erosión de reflectividad alta con forma de U y truncación de los reflectores infrayacentes (Fig. 2.32.E).

Se ha dividido este canal en tres sectores. En la Tabla 2.7 se exponen los valores de los parámetros morfológicos medidos para cada sector y a continuación se comentan los aspectos más significativos de los mismos (Fig. 2.32.C).



- 1) Sector 1. Este primer sector tiene una longitud de 75 km. Su forma en planta es de embudo, con una dirección general NE-SO y un trazado rectilíneo (SI=1,01). El perfil transversal es simétrico en U para todo este sector con valores de pendiente medios de 0,09°, alcanzando valores máximos de 0,14° conforme disminuye la anchura.
- 2) Sector 2. En este sector el canal pasa a tener una dirección E-O condicionado por los Altos de Charcot situados al norte. En el punto de coordenadas 44° 26'N, 9° 49' O el canal se bifurca dando lugar a dos canales que circulan de forma paralela y en la misma dirección durante 65 km hasta que vuelven a unirse en el punto de coordenadas 44° 25' N, 10° 33' O. Prácticamente presentan dimensiones similares con valores medios de anchura y profundidad de incisión de 5,5 km y 6 m, respectivamente. La diferencia entre ambos canales la encontramos en sus perfiles transversales. El canal norte es simétrico con morfología en U y un valor de pendiente medio de 0,1° en ambas vertientes, mientras que el perfil transversal del canal sur es asimétrico con morfología también en U, con una mayor pendiente en la vertiente norte alcanzando valores máximos de 0,5°.
- 3) Sector 3. En este sector vuelve a observarse un único canal que tiene una longitud de 30 km hasta que desemboca en el punto de coordenadas 44° 28'N, 10° 55'O donde se une al Canal Charcot. Presenta un trazado rectilíneo, una anchura media de 6 km y una profundidad de incisión que va disminuyendo a medida que se acerca al final de su recorrido alcanzando valores mínimos de 2 m. Su perfil transversal es simétrico en U, con valores medios de pendiente de 0,05°.

	Sector 1	Sector 2		Sector 3	TOTAL
		norte	sur		
Longitud (km)	75	65	65	30	170
Anchura (km)	5-17,6	3-8	4-7	4-9	3-17,6
Dirección	NE-SO	E-O	E-O	E-O	NE-SO; E-O
Forma Planta	Recto	Recto	Recto	Recto	Rectilíneo
Grado Sinuosidad (SI)	1,01	1	1,01	1	1,01
Gradiente Axial (°)	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Profundidad inicio (m)	4929	4944	4947	4977	4929
Profundidad final (m)	4945	4977	4977	4989	4989
Profundidad incisión (m)	4-6,5	4-8	4-8	2-3	2-8
Perfil transversal	Simétrico U	Simétrico U	Asimétrico U	Simétrico U	
Pendiente flanco derecho (°)	0,08	0,10	0,35	0,05	
Pendiente flanco izquierdo (°)	0,08	0,10	0,07	0,05	

Tabla 2.7. Datos morfológicos y morfométricos del Canal de Vizcaya.

### c) Canal Hespérides

Este canal se localiza a partir del punto de coordenadas 44° 55'N, 8° 50'O, en la zona más oriental del sector estudiado. Se extiende por el sector occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya en la zona de estudio aproximadamente unos 360 km, a una profundidad de unos 5000 m, en una dirección que varía de NE-SO a E-O y de E-O a NE-SO (Fig. 2.33.A). El trazado es

ligeramente sinuoso, con un valor medio de grado de sinuosidad de 1,07, y el gradiente axial medio es de 0,04°, con valores máximos en los últimos 90 km de recorrido (Fig. 2.33. B y C).

En los perfiles sísmicos se puede observar que este canal presenta una superficie de erosión con una alta reflectividad, truncación de los reflectores y sección en forma de U asimétrica (Fig. 2.33.D y E). En este canal desemboca el Canal de Charcot en el punto de coordenadas 44° 08'N, 11° 50'O, punto en el cual la profundidad del cauce aumenta a 15 m. En el sector central de su recorrido el canal tiene una serie de distributarios que se encajan hacia el SO dando lugar a un complejo sistema de canales secundarios con trazados sinuosos y cuyas características morfológicas se detallan en próximos apartados. El Canal Hespérides puede dividirse en cuatro sectores morfológicos diferenciados (Fig. 2.33.B) y los parámetros morfológicos medidos para cada sector se especifican en la Tabla 2.8.

	Sector 1	Sector 2	Sector 3	Sector 4	TOTAL
Longitud (km)	150	140	26	42	358
Anchura (km)	5-10	4-12	3-6	5-9	3-12
Dirección	NE-SO	E-O a NE-SO	NNE-SSO	NE-SO	NE-SO; E-O
Forma Planta	Recto	Recto	Recto	Sinuoso	Variable
Grado Sinuosidad (SI)	1,04	1,03	1,01	1,05	1,07
Gradiente Axial (°)	0,02	0,01-0,10	0,06	0,04	0,04
Profundidad inicio (m)	4922	4974	5040	5059	4922
Profundidad final (m)	4974	5040	5059	5094	5094
Profundidad incisión (m)	7-10	7-15	10-15	10-15	7-15
Perfil transversal	Asimétrico	Simétrico V	Asimétrico V	Simétrico V	
Pendiente flanco derecho(°)	0,4	0,3	0,2	0,18	
Pendiente flanco izquierdo (°)	0,12	0,3	0,6	0,18	

Tabla 2.8. Datos morfológicos y morfométricos del Canal Hespérides.

- 1) Sector 1. En este primer sector el canal recorre una longitud de 150 km. Presenta un trazado rectilíneo con una dirección NE-SO que pasa a E-O en los últimos 75 km de su recorrido. Circula a una profundidad de unos 4900 m con un valor de gradiente axial para todo el sector de 0,02°. Presenta una anchura y profundidad de incisión uniformes con valores medios de 7 km y 8 m, respectivamente. El perfil transversal es asimétrico con un valor mayor de pendiente en la vertiente oeste, alcanzando valores máximos de 0,7°, mientras que la vertiente este es más suave con valores de pendiente que no superan los 0,2°.
- 2) Sector 2. Tiene una longitud de 140 km y un trazado rectilíneo. Durante los primeros 90 km de recorrido el canal se extiende en dirección E-O con un valor de pendiente axial de 0,01°, que es el mínimo observado para todo el canal. A medida que circula en esta dirección se distinguen una serie de canales distributarios al sur del canal principal y que transcurren en dirección NE-SO. Estos canales secundarios terminaran uniéndose y conectarán de nuevo con el canal principal en los kilómetros finales de su recorrido en las inmediaciones del Theta Gap. En los últimos 50 km de este sector el canal cambia de dirección a NE-SO y alcanza profundidades de 5050 m, con un valor de gradiente axial de 0,10°, que es el máximo observado para todo el canal.

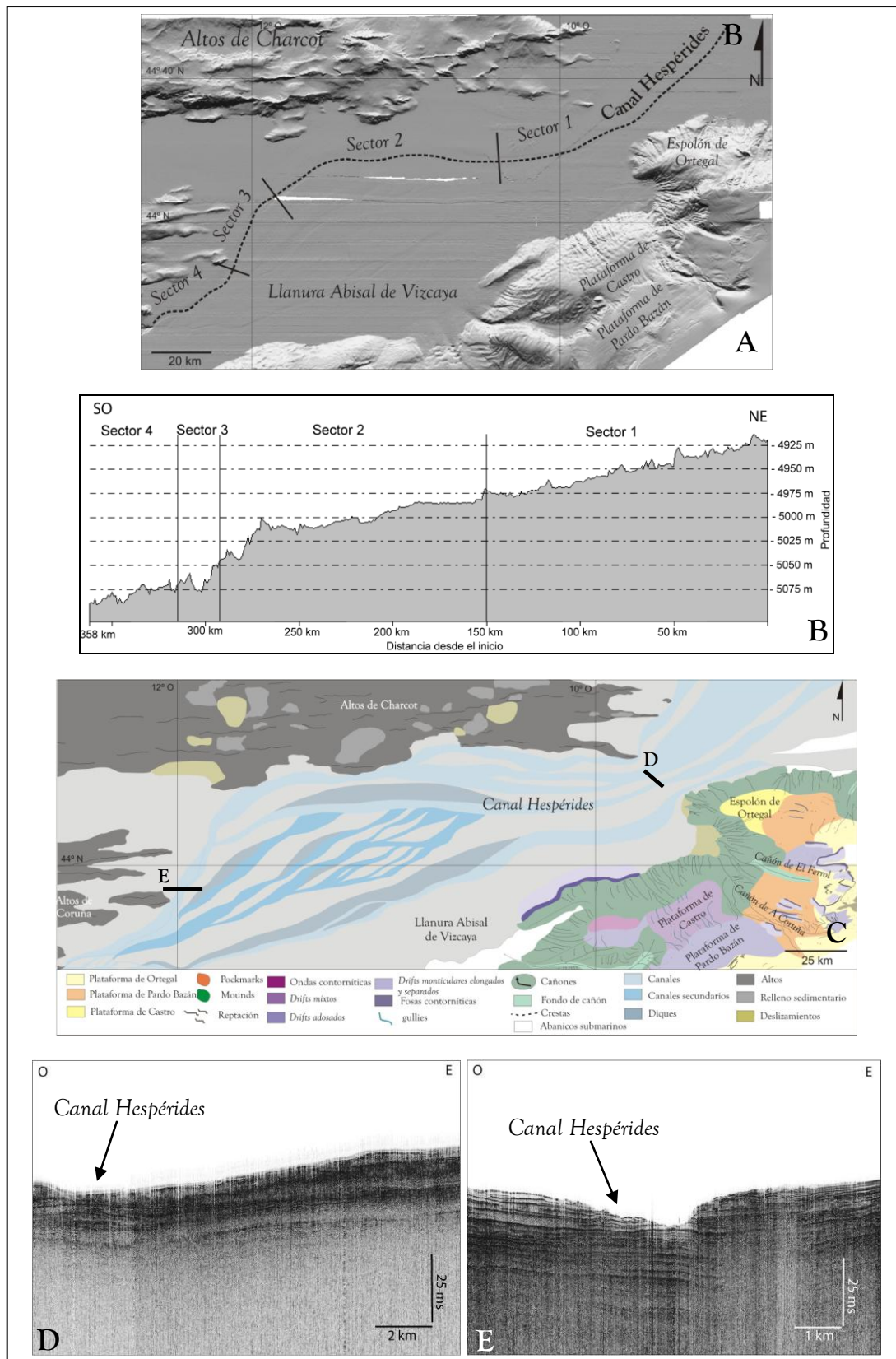


Figura 2.33. Mapa batimétrico donde se localiza el Canal Hespérides y en el que se han diferenciado cuatro sectores. B) Profundidad del eje longitudinal mostrándose los 4 Sectores diferenciados. Ver localización en (A). C) Esquema morfológico del Canal Hespérides. D) Perfiles sísmicos de alta resolución trasversales al Canal Hespérides en diferentes Sectores a lo largo de su trayectoria. Ver localización en (A).

El Canal de Charcot se une al Canal Hespérides desde el norte a los 20 km del final. Al comienzo de este sector el canal presenta una anchura máxima de 12 km que va disminuyendo progresivamente hasta llegar a 5 km en el trazado final. Lo contrario ocurre con la profundidad de incisión que va aumentando desde 7 m hasta un valor máximo de 15 m al final de este sector, coincidiendo con el valor máximo de pendiente para ambas vertientes de  $0,35^\circ$ . El perfil transversal es simétrico con morfología en V, con valores de pendiente de  $0,3^\circ$ .

- 3) Sector 3. En este sector el canal recorre una longitud de aproximadamente 26 km en dirección NE-SO. Presenta un trazado rectilíneo. Su forma en planta es de embudo, con valores mínimos de anchura de 3 km y máximos de profundidad de incisión de 15 m. El gradiente axial medio de este sector es de  $0,06^\circ$ . Los perfiles transversales son marcadamente asimétricos en V, con un valor máximo de pendiente de  $1^\circ$  para todo el canal en su vertiente este.
- 4) Sector 4. Este último sector se localiza, dentro de la zona de estudio, en el extremo más suroccidental de la Llanura Abisal de Vizcaya y constituyen los últimos 42 km de recorrido antes de atravesar el Theta Gap y desembocar en la Llanura Abisal de Iberia. El canal tiene una dirección NE-SO y un trazado ligeramente sinuoso ( $SI=1,05$ ). Alcanza una profundidad de 5100 m con un gradiente axial medio de  $0,04^\circ$ . Tanto la anchura como la profundidad de incisión se mantienen uniformes en todo este sector con valores medios de 7 km y 13 m, respectivamente. El perfil transversal del canal es simétrico con forma de V con valores de pendiente de  $0,2^\circ$  para ambas vertientes. En el punto de coordenadas  $43^\circ 33'N$ ,  $12^\circ 32'O$  se une al Canal de Ortegá.

#### d) Canales Distributarios

A medida que el Canal Hespérides fluye hacia el oeste se van desarrollando una serie de canales distributarios en la vertiente sur de este canal. Presentan trazados rectilíneos con un gradiente axial medio de  $0,03^\circ$ . A continuación se presentan las características particulares de cada uno de estos canales a lo largo de su recorrido (Fig. 2.34) y que se resumen en la Tabla 2.9.

	Canal 1	Canal 2	Canal 3
Longitud (km)	106	130	75
Anchura (km)	10-11	5-7,5	3-14
Dirección	NE-SO	NE-SO	NE-SO
Forma Planta	Recto	Recto	Recto
Grado Sinuosidad (SI)	1,04	1,04	1,01
Gradiente Axial ( $^\circ$ )	0,03	0,03	0,04
Profundidad inicio (m)	4987	5000	5006
Profundidad final (m)	5040	5080	5056
Profundidad incisión (m)	5	5-10	3-7
Perfil transversal	Simétrico U	Simétrico U	Simétrico U
Pendiente flanco derecho ( $^\circ$ )	0,05	0,2(inicio)-0,08(fin)	0,02(inicio)-0,1(fin)
Pendiente flanco izquierdo ( $^\circ$ )	0,05	0,2(inicio)-0,08(fin)	0,02(inicio)-0,1(fin)

Tabla 2.9. Datos morfológicos y morfométricos de los Canales Distributarios

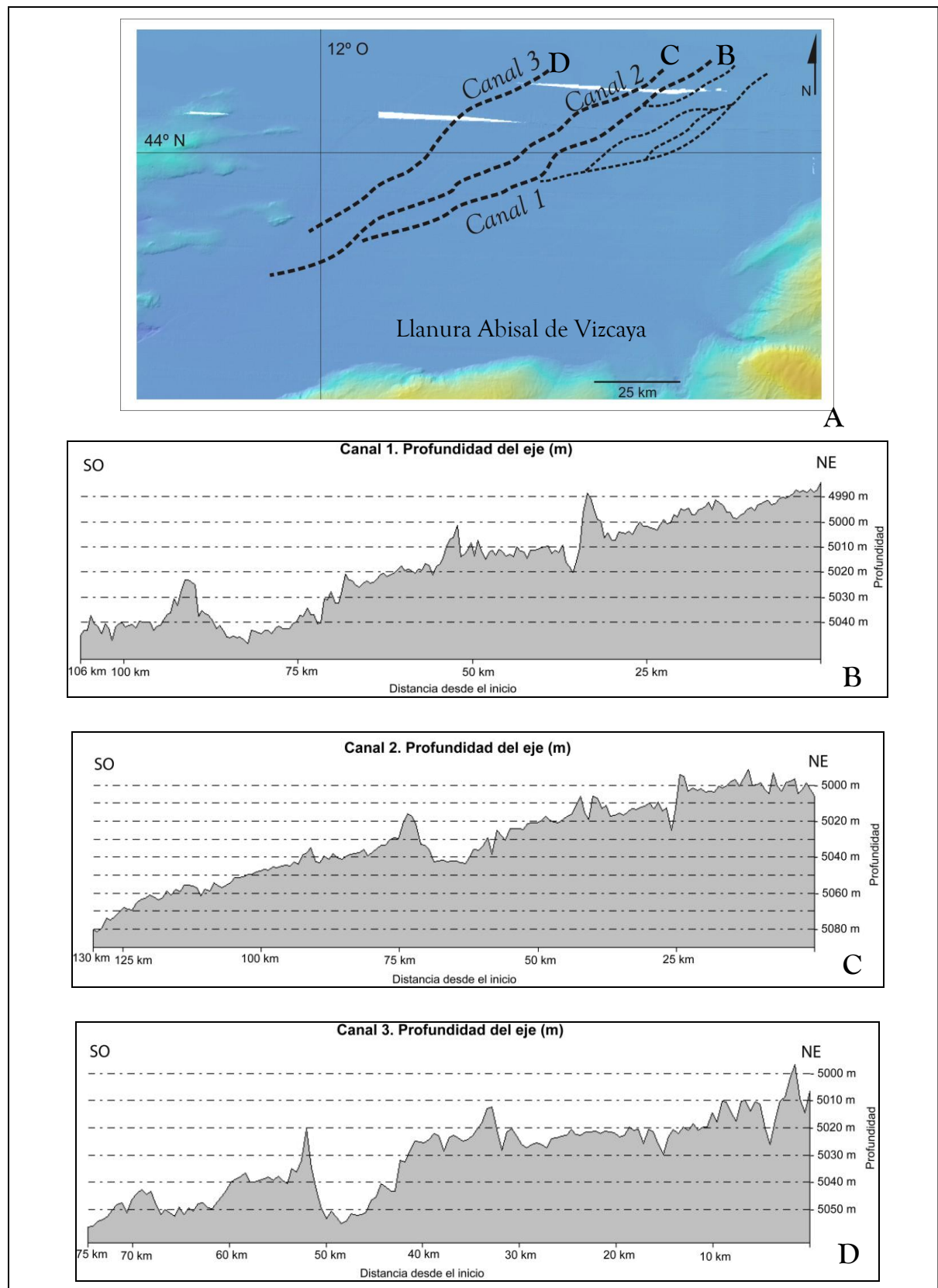


Figura 2.34. A) Mapa batimétrico donde se muestra la localización de los Canales Distributivos. B) Profundidad del eje longitudinal del Canal 1. C) Profundidad del eje longitudinal del Canal 2 y D) Profundidad del eje longitudinal del Canal 3. Ver localización de los perfiles topográficos (B, C y D) en (A).



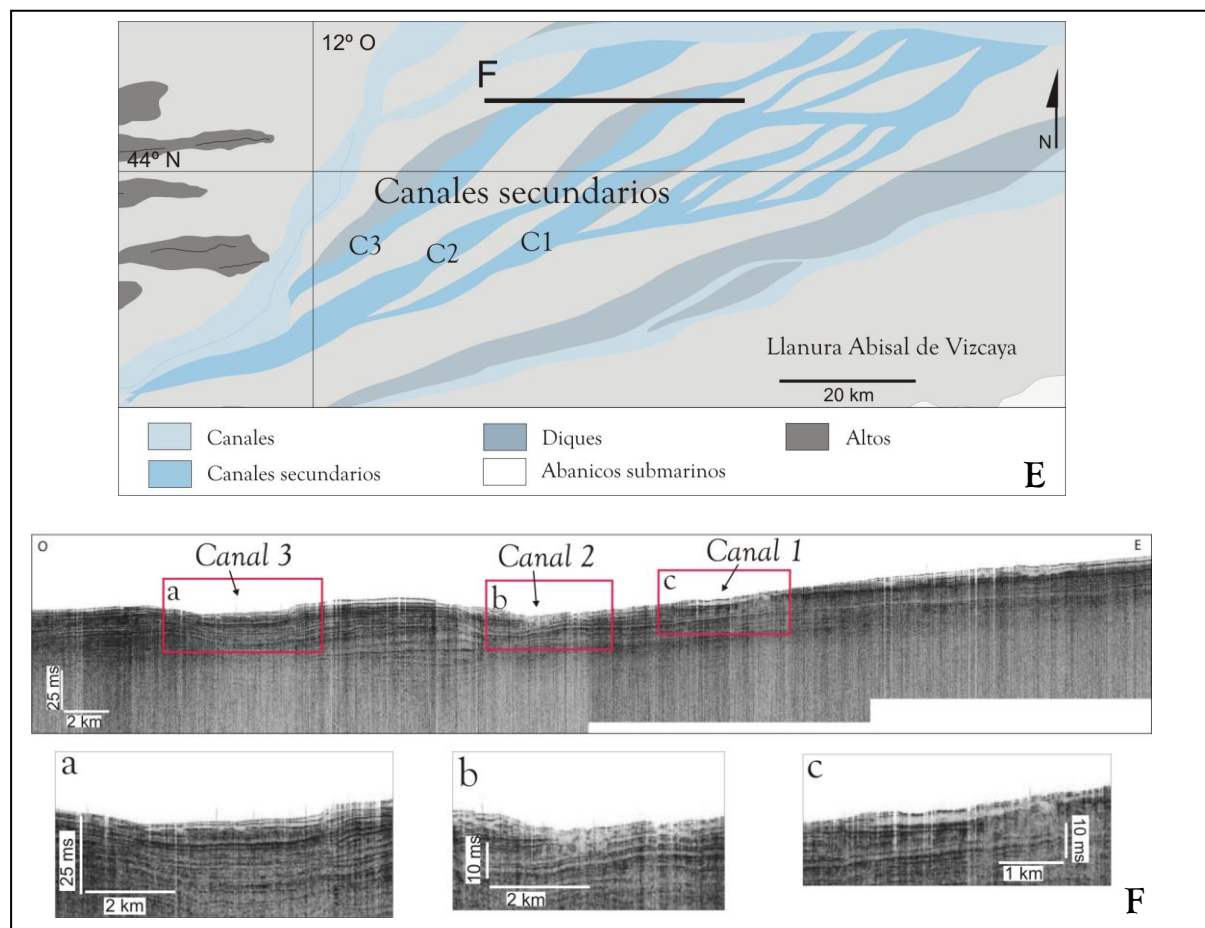


Figura 2.34.continuación. E) Esquema morfológico de los canales secundarios, mostrando la localización del perfil sísmico. F) Perfil sísmico de alta resolución de los Canales Distributarios y detalles del mismo (a, b y c).

- 1) Canal 1 (Fig. 2.34.A y B). Lo forman un complejo sistema de canales que presentan una longitud de 106 km. Presentan una dirección general NE-SO y un trazado trenzado con un gradiente axial medio de  $0,03^\circ$ . Tanto la anchura como la profundidad de incisión son uniformes a lo largo de todo el recorrido con valores medios de 10 km y 5 m, respectivamente. Los perfiles transversales son simétricos con forma de U con pendientes muy suaves en torno a  $0,05^\circ$ .
- 2) Canal 2 (Fig. 2.34.A y C). Este canal recorre una longitud de unos 130 km con una dirección NE-SO y un trazado rectilíneo. Se extiende hasta profundidades de 5080 m con una pendiente axial media de  $0,03^\circ$ . La anchura se mantiene uniforme a lo largo de todo el canal con valores medios en torno a 6-7 km. La profundidad del eje del canal es de 10 m al principio y va disminuyendo ligeramente hacia el final con un valor de 5 m. El perfil transversal es simétrico con valores de pendiente que varían desde  $0,2^\circ$  en el inicio hasta  $0,08^\circ$  en el final de su recorrido. Este canal se une al Canal 1 en el punto de coordenadas  $43^\circ 42'N$ ,  $11^\circ 53'O$ , dando lugar a un canal que recorre una longitud de 29 km, con unos 6 km de anchura y 7 m de profundidad de incisión. Finalmente, este canal desemboca en el Canal Hespérides en torno al punto de coordenadas  $43^\circ 34'N$ ,  $12^\circ 18'O$ . El perfil transversal es

simétrico con morfología en U y valores de pendiente que varían entre 0,2° al inicio y 0,8° en la zona distal.

- 3) Canal 3 (Fig. 2.34.A y D). Se trata del canal más occidental. Se extiende aproximadamente unos 75 km en dirección NE-SO con un gradiente axial medio de 0,04°. Tiene un trazado rectilíneo con un valor del grado de sinuosidad de 1,01. La anchura en el inicio es de 14 km, que es el máximo valor observado para todo el canal, y disminuye progresivamente hasta un valor de 3 km en el final. La profundidad de incisión es uniforme con valores en torno a 6 m. Sus perfiles transversales son simétricos con morfología en U, y valores de pendiente suaves en el inicio y aumentando a medida que el canal se estrecha hasta alcanzar valores de 0,1°. Este canal se une al Canal Hespérides en el punto de coordenadas 43° 45'N, 12° 03'O.

#### 2.3.3.2.3. Canal Interllanuras

Se localiza a partir del punto de coordenadas 43° 31'N, 12° 34'O en el extremo suroccidental de la Llanura Abisal de Vizcaya. El trazado de este canal es ligeramente sinuoso (SI=1,19) y está limitado por los relieves que forman parte del Theta Gap (Fig. 2.35.A). Puede describirse como un canal principal con dirección que varía en zig-zag de NO-SE a NE-SO, adaptándose a la morfología de los altos de A Coruña y Finisterre, y desemboca en la Llanura Abisal de Iberia perdiendo la expresión morfológica canalizada en los últimos 10 km del sector estudiado. El canal recorre una longitud de unos 97 km desde una profundidad de 5100 m en la Llanura Abisal de Vizcaya hasta una profundidad de 5285 m en la Llanura Abisal de Iberia, con un gradiente axial medio de 0,10° (Fig. 2.35.B).

Tiene una anchura uniforme a lo largo de todo el recorrido con valores medios de 4,5 km, alcanzando valores máximos de 8 km al final (Fig. 2.35.C). La profundidad de incisión es muy variable, en los primeros 20 km, donde alcanza valores máximos de hasta 190 m, una vez que atraviesa el Theta Gap se mantiene en torno a 30 m y hacia el final del recorrido disminuye hasta valores 10 m (Fig. 2.35.D), e incluso llegando a desaparecer su expresión en el fondo marino (Fig. 2.35.E).

En función de la simetría se ha dividido el canal en tres sectores. A continuación se presentan las características más significativas de cada uno de estos sectores (Fig. 2.35.A y B y Tabla 2.10).

- 1) Sector 1. El canal presenta una longitud de 8 km, alcanzando valores de profundidad de incisión de hasta 105 m y un gradiente axial medio de 1,9°. Se extiende en dirección ENE-OSO con un trazado rectilíneo y una anchura que no supera los 2,5 km. El perfil transversal es asimétrico con forma de V con valores medios de pendientes en las dos vertientes elevados, siendo de 8,5° en la vertiente norte y de 4,5° en la sur.

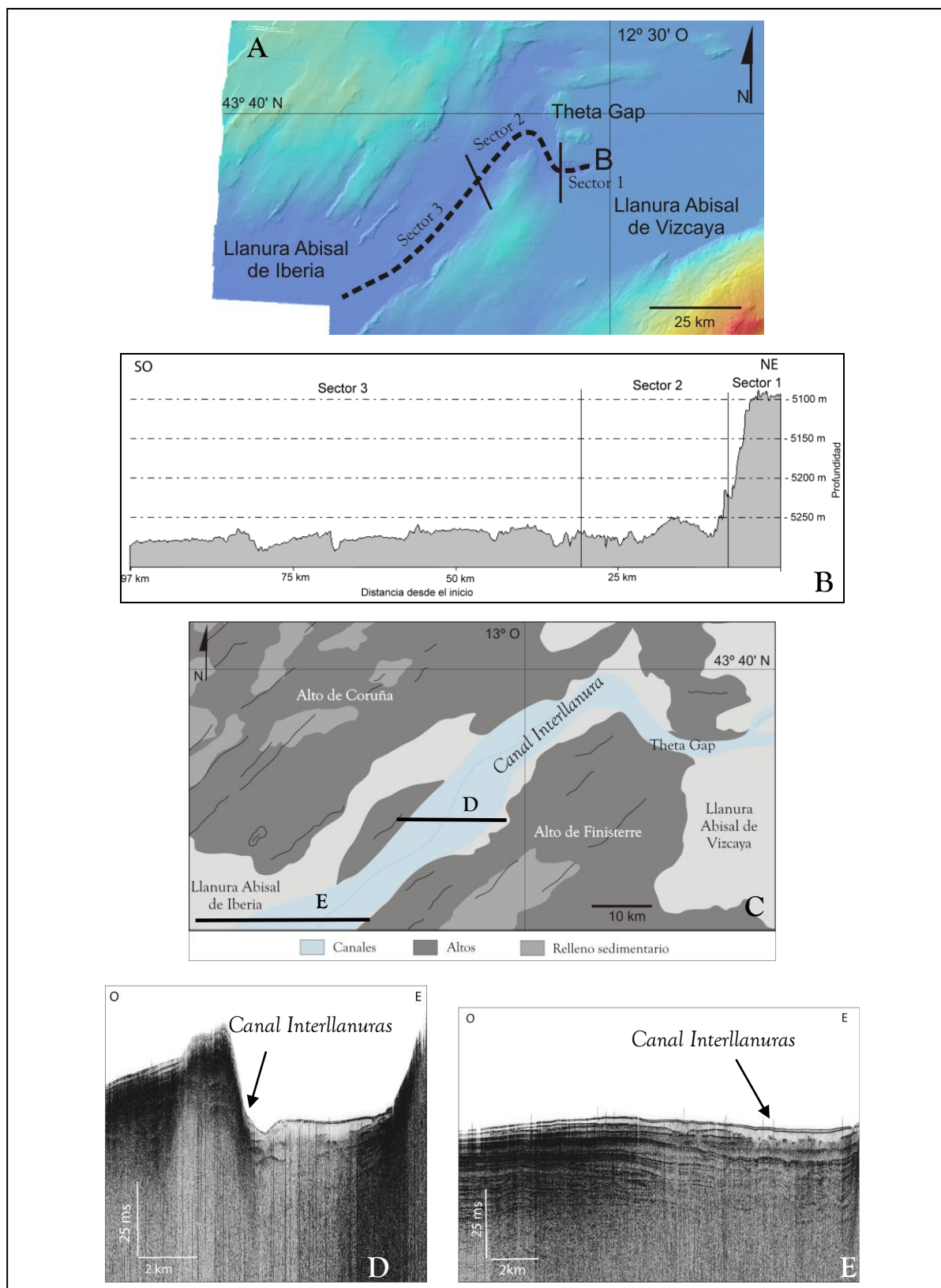


Figura 2.35. A) Mapa batimétrico donde se localiza el Canal Interllanuras, mostrándose los 3 Sectores diferenciados. B) Profundidad del eje longitudinal del Canal Interllanuras, mostrándose los 3 Sectores que se han diferenciado. Ver localización en (A). C) Esquema morfológico del Canal Interllanuras. D y E) Perfiles sísmicos de alta resolución transversales al Canal Interllanuras en zonas diferentes. Ver localización en (C).

	Sector 1	Sector 2	Sector 3	TOTAL
Longitud (km)	8	15	74	97
Anchura (km)	2,2	4,3	5	2,2-5
Dirección	ENE-OSO	NO-SE a NE-SO	NE-SO	ENE-OSO; NO-SE; NE-SO
Forma Planta	Recto	Sinuoso	Recto	Sinuoso
Grado Sinuosidad (SI)	1	1,07	1,02	1,19
Gradiente Axial (°)	1,9	0,01	0,01	0,10
Profundidad inicio (m)	5094	5270	5274	5094
Profundidad final (m)	5270	5274	5285	5285
Profundidad incisión (m)	62(I)-105(F)	189(I)-30(F)	23	30-189
Perfil transversal	Asimétrico V	Asimétrico U	Asimétrico U	
Pendiente flanco derecho(°)	8,5	1,9	1,4	
Pendiente flanco izquierdo (°)	4,5	7	0,4	

Tabla 2.10. Datos morfológicos y morfométricos del Canal Interllanuras.

- 2) Sector 2. Presenta una longitud de 15 km y un trazado ligeramente sinuoso. En este sector la dirección del canal cambia adaptándose a la curvatura de los relieves estructurales, disponiéndose NO-SE en el tramo inicial y NE-SO en el tramo final. El gradiente axial medio para este sector es de 0,01°. El eje del canal es ligeramente sinuoso y su profundidad también experimenta variaciones importantes, con valores máximos de 190 m. En este sector el canal presenta una gran asimetría en los perfiles transversales, con una mayor pendiente en la vertiente sur alcanzando valores de 7° y morfología en U.
- 3) Sector 3. El canal presenta una longitud de 74 km, con una dirección NE-SO y una anchura media de 5 km. Está limitado por el Alto de Finisterre al este y por el Alto de A Coruña al oeste. Una vez que atraviesa estos relieves el canal experimenta un aumento en la anchura y un descenso en la profundidad de incisión, pasando de valores en torno a 30 m a valores de 10 m y termina sin ser evidente su morfología. Su trazado es rectilíneo y los perfiles transversales son asimétricos con forma de U y valores medios de pendiente para las vertientes E y O de 0,4° y 1,4°, respectivamente. Este canal finaliza su recorrido en la parte suroccidental de la zona de estudio, en torno al punto de coordenadas 43° 09'N, 13° 25'O.

---

*Capítulo 3. Análisis de facies  
acústicas superficiales y  
reflectividad*





### ***3. Análisis de facies acústicas superficiales y reflectividad***

---

En este capítulo se analizará e interpretará la respuesta acústica del fondo o “ecocarácter” a partir de los perfiles sísmicos TOPAS y de los datos de reflectividad obtenidos con la ecosonda multihaz, en las zonas del talud continental y llanura abisal de los márgenes de Galicia y Cantábrico (Fig. 3.1).

#### **3.1 CLASIFICACIÓN DEL ECO-CARÁCTER**

Se ha elaborado una clasificación específica para el área de estudio en función de la metodología y clasificaciones propuestas por Damuth (1975, 1978, 1980), Damuth y Hayes (1977) y Pratson y Laine (1989), entre otros. Los tipos de ecos se han agrupado en 4 clases principales: 1) Eco bien definido, 2) Eco irregular, 3) Eco hiperbolado y 4) Eco ondulado (Fig. 3.1 y Tabla 3.1).

##### **3.1.1. Eco bien definido**

Este tipo de eco se caracteriza por presentar un eco marcado continuo y uniforme de la superficie del fondo. Dentro de esta primera clase de eco marcado se han diferenciado un total de 14 tipos de ecos:

###### **3.1.1.1. Tipo 1A**

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo sin reflectores del subfondo (Fig. 3.2.A). Este eco se ha diferenciado en el talud continental y llanura abisal. En el talud continental este eco se identifica en la zona comprendida desde el Cabo Ortegal hacia el este, cubriendo un área de unos 2900 km<sup>2</sup>; en la Plataforma de Ortegal, donde se identifican algunas franjas irregulares, así como en una zona más amplia en el sector más occidental a una profundidad de unos 500 m que se extiende unos 1000 km<sup>2</sup>; se diferencian también pequeñas zonas irregulares al oeste de la Plataforma de Castro (Fig. 3.1.B). En la llanura abisal, este eco se observa en el extremo distal de la Plataforma de Castro a una profundidad de unos 5000 m, presenta una morfología elongada con una longitud de unos 53 km en dirección NE-SO y una anchura de unos 1,5 km (Fig. 3.1.B).

#### 3.1.1.2. Tipo 1B

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores paralelos en el subfondo (Fig. 3.2.B). Este tipo de ecos se ha diferenciado, únicamente, en la llanura abisal cubriendo una superficie total de unos 32.000 km<sup>2</sup> a una profundidad de unos 5000 m (Fig. 3.1.B).

#### 3.1.1.3. Tipo 1C

La respuesta acústica muestra un eco marcado de fondo con reflectores del subfondo truncados (Fig. 3.2.C). Se encuentra descrito, únicamente, en el talud continental en la zona de las plataformas marginales (Fig. 3.1.B). Este tipo de eco se diferencia en la parte central y occidental de la Plataforma de Ortegá, se observan varias zonas irregulares que cubren un área de unos 600 km<sup>2</sup>. Se diferencian varias zonas irregulares en la parte occidental de la Plataforma de Pardo Bazán. Al oeste de la Plataforma de Castro se distingue una franja de morfología elongada de dirección E-O con una longitud de 9 km y una anchura de unos 1,4 km.

#### 3.1.1.4. Tipo 1D

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con primer relleno transparente y base estratificada (Fig. 3.2.D). Se ha diferenciado tanto en la llanura abisal, en el Alto de Charcot y Llanura Abisal de Vizcaya, como en el talud continental, en concreto, en la Plataforma de Ortegá (Fig. 3.1.B). Se diferencian grandes franjas irregulares en el sector nororiental de esta plataforma que cubren una extensión total de unos 400 km<sup>2</sup> a una profundidad de entre 300 y 500 m. Se identifican varias franjas ovaladas en la zona del Alto de Charcot con tendencia E-O y NE-SO, presentan una longitud y anchura media de unos 16 km y 7 km, respectivamente. En la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya se diferencian dos grandes zonas caracterizadas por este tipo de eco a una profundidad de 4900 m, ambas tienen un carácter elongado de dirección NE-SO, la más septentrional presenta una longitud de 55 km y una anchura de unos 6 km, la otra de mayores dimensiones cubre una superficie de unos 3700 km<sup>2</sup>.

#### 3.1.1.5. Tipo 1E

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores progradantes del subfondo (Fig. 3.2.E). Este tipo de eco se ha descrito en diferentes zonas a lo largo de todo el margen, tanto en la llanura abisal como en el talud continental. En la Plataforma de Ortegá este tipo de eco se concentra, principalmente, en el extremo occidental, cubriendo una extensión de unos 900 km<sup>2</sup> (Fig. 3.1.B). Se identifican grandes zonas irregulares que cubren casi en su totalidad a la Plataforma de Pardo Bazán (Fig. 3.1.B). Además, este eco se localiza en el sector occidental de la Plataforma de Castro, donde cubre un área de unos 300 km<sup>2</sup> (Fig. 3.1.B). También se observa este tipo de eco en la llanura abisal, al pie del talud, se distinguen dos grandes zonas de morfología elongada en el extremo septentrional y occidental del margen de



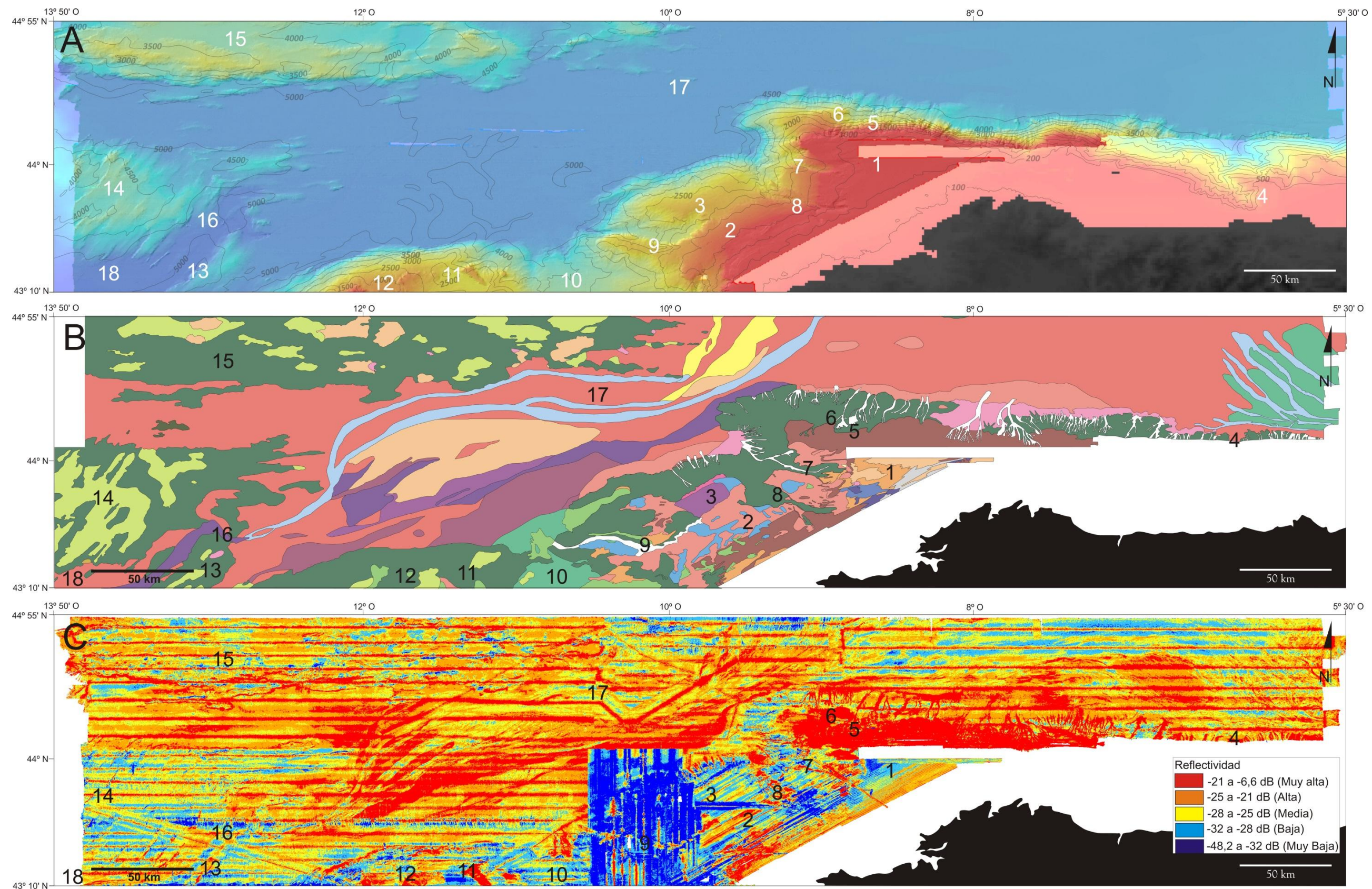


Figura 3.1. Zona de estudio. A) Modelo digital multihaz con los principales elementos fisiográficos. (1) Plataforma de Ortegal, (2) Plataforma de Pardo Bazán, (3) Plataforma de Castro, (4) Cañón de Avilés, (5) Cañón de La Frouseira, (6) Cañón de San Jorge, (7) Cañón de El Ferrol, (8) Cañón de A Coruña, (9) Cañón de Lage, (10) Cuenca Interior, (11) Alto de Fernando, (12) Alto de Ordoño, (13) Alto de Finisterre, (14) Alto de A Coruña, (15) Alto de Charcot, (16) Theta Gap, (17) Llanura Abisal de Vizcaya, (18) Llanura Abisal de Iberia. B) Mapa del ecocarácter. Leyenda del mapa en la Tabla 3.1. C) Mosaico de reflectividad de la zona de estudio. Los valores se han dividido en cinco intervalos: muy alta reflectividad (-6,6 a -21 dB), alta reflectividad (-21 a -25 dB), media reflectividad (-25 a -28 dB), baja reflectividad (-28 a -32 dB) y muy baja reflectividad (-32 a -48,2 dB).







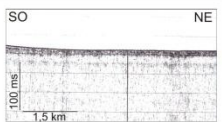
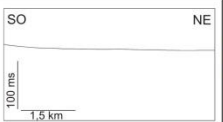

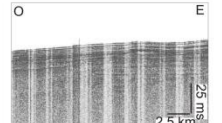


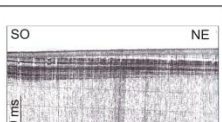


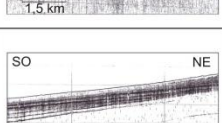
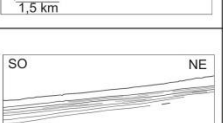

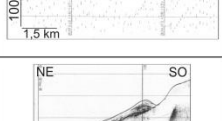
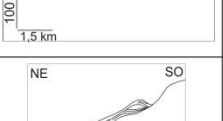


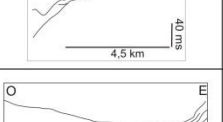


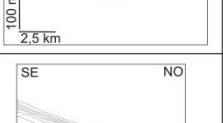

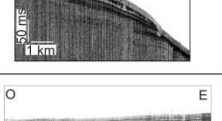



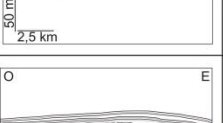

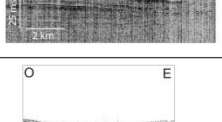
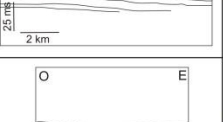


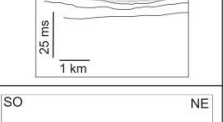

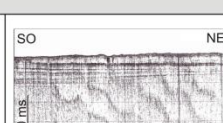


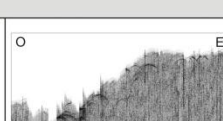



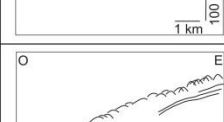


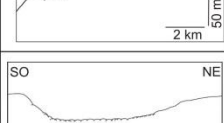


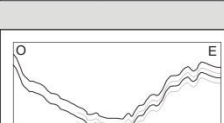

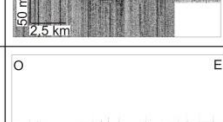
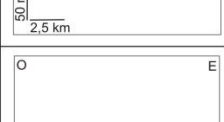


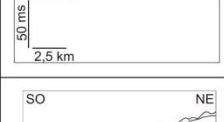

Tipo	Ejemplo TOPAS	Esquema	Leyenda	Características	Distribución
Eco bien definido					
1A				Eco marcado del fondo sin reflectores del subfondo	Talud continental
1B				Eco marcado del fondo con reflectores paralelos en el subfondo	Llanura abisal
1C				Eco marcado del fondo con reflectores del subfondo truncados	Talud continental
1D				Eco marcado del fondo con primer relleno transparente y base estratificada	Talud continental
1E				Eco marcado del fondo con reflectores progradantes del subfondo	Talud continental y llanura abisal
1F				Eco marcado del fondo con un primer relleno transparente sobre una base reflectiva y marcada	Talud continental y llanura abisal
1G				Eco marcado del fondo con techo estratificado y base transparente masiva	Talud continental
1H				Eco marcado del fondo con los primeros reflectores paralelos al fondo y unidades con techo y base muy reflectivas y relleno transparente	Llanura abisal
1I				Eco marcado del fondo con alternancia de reflectores progradantes y continuos del subfondo y unidades irregulares transparentes	Llanura abisal
1J				Eco marcado del fondo con primer relleno transparente y subfondo con alternancia de reflectores de alta reflectividad y unidades masivas con relleno transparente	Llanura abisal
1K				Eco marcado del fondo con reflectores oblicuos en el subfondo	Talud continental
Eco irregular					
2A				Eco marcado irregular con primer relleno transparente y reflectores de alta reflectividad y continuidad lateral hacia la base	Talud continental
Eco hiperbolado					
3A				Eco con hipérbolas irregulares solapándose en una única hipérbola con elevaciones variables del vértice respecto al fondo	Talud continental y llanura abisal
3B				Eco con hipérbolas regulares con elevaciones variables del vértice respecto al fondo y algún reflector en el subfondo	Paredes de cañones submarinos
3C				Eco con hipérbolas pequeñas y regulares solapándose con vértices tangentes al fondo	Cañones submarinos
Eco ondulado					
4A				Eco ondulado con reflectores del subfondo con alternancia de capas muy reflectivas y transparentes	Talud continental y llanura abisal
4B				Eco marcado con ondulaciones regulares del fondo y con reflectores del subfondo paralelos entre si pero no con el fondo	Llanura abisal
4C				Eco ondulado con relleno transparente sobre base plana	Cabecera de cañones submarinos

Tabla 3.1. Leyenda del mapa del ecocarácter de la zona de estudio, que se muestra en la Fig. 3.1.B.



dirección E-O y NE-SO, respectivamente (Fig. 3.1.B). Al norte del margen se caracteriza por una longitud de unos 163 km y una anchura que varía desde 3 km, en la parte más occidental, hasta 16 km en la oriental. Al oeste del margen se caracteriza por presentar una longitud de 86 km y anchura de unos 9 km.

#### 3.1.1.6. Tipo 1F

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con un primer relleno transparente sobre una base reflectiva y marcada (Fig. 3.2.F). Este eco se observa, principalmente, en la llanura abisal, en la zona del Alto de Charcot así como en el extremo noroccidental y septentrional de la llanura abisal en la zona de estudio (Fig. 3.1.B). En el talud continental aparece representado como una pequeña superficie de unos 8 km<sup>2</sup> en sector occidental de la Plataforma de Ortegá a una profundidad de unos 500 m (Fig. 3.1.B). En la zona del Alto de Charcot, en la parte oriental, se localizan pequeñas superficies que no superan los 17 km<sup>2</sup> a una profundidad de unos 4000 m. En el extremo septentrional del margen, a una profundidad de entre 4400 y 4700 m, se distingue una superficie de morfología elongada de unos 145 km de longitud en dirección E-O y una anchura que oscila entre 16 km en la parte más occidental y 3 km en la parte más oriental. En el extremo noroccidental, a la salida de los cañones de El Ferrol y A Coruña, a una profundidad de 4900 m, se localiza una superficie de 195 km<sup>2</sup> caracterizada por este tipo de eco.

#### 3.1.1.7. Tipo 1G

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con techo estratificado y base transparente masiva (Fig. 3.2.G). Este tipo de eco se ha descrito, exclusivamente, en el extremo distal de la Plataforma de Castro a una profundidad de unos 2700 m (Fig. 3.1.B). Presenta una morfología elongada de dirección NE-SO y caracterizada por una longitud de 27 km y una anchura de 2 km.

#### 3.1.1.8. Tipo 1H

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con los primeros reflectores paralelos al fondo y unidades con techo y base muy reflectivas y relleno transparente (Fig. 3.2.H). Este eco se ha definido únicamente en la Llanura Abisal de Vizcaya. Se identifican tres grandes superficies en el sector occidental y en la parte central de la zona de estudio a una profundidad de 5000 m (Fig. 3.1.B). Éstas presentan una morfología elongada, de dirección NE-SO, con valores de longitud y anchura que oscilan entre 113 y 59 km y 5 y 30 km, respectivamente.

#### 3.1.1.9. Tipo 1I

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con alternancia de reflectores progradantes y continuos del subfondo y unidades irregulares transparentes (Fig. 3.2.I). Este eco se ha descrito tanto en el talud continental como en la Llanura Abisal de Vizcaya. En concreto, este tipo de eco se identifica en la Plataforma de Castro cubriendo una superficie de unos 545 km<sup>2</sup> a una profundidad de unos 2400 m (Fig. 3.1.B). Además, en la parte central de la Llanura



Abisal de Vizcaya se observa una superficie de unos 1000 km<sup>2</sup> que se caracteriza por presentar una morfología elongada de unos 130 km de longitud en dirección NE-SO y una anchura media de 6 km (Fig. 3.1.B).

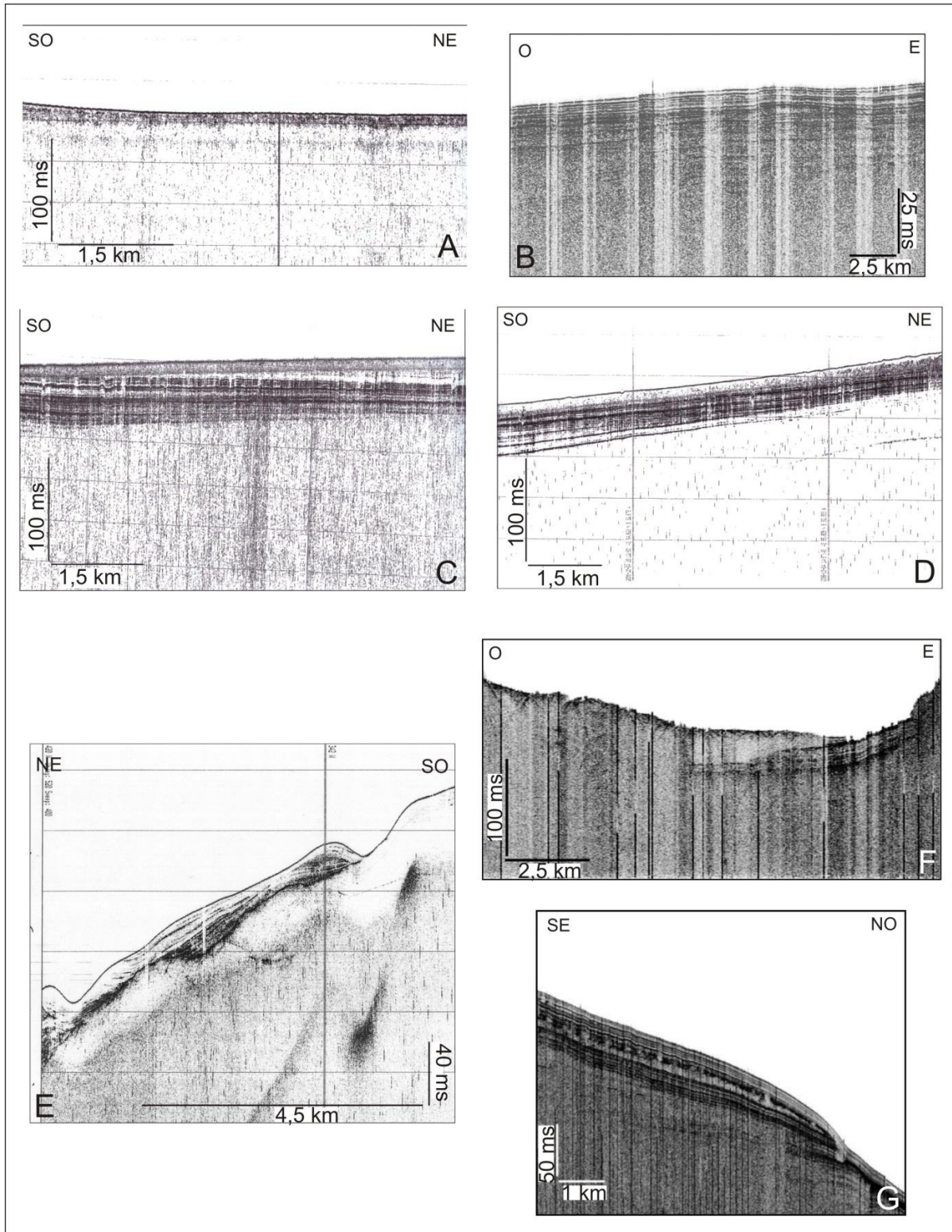


Figura 3.2. Ejemplos de ecos en perfiles de sonda paramétrica TOPAS. A) Tipo 1A. B) Tipo 1B. C) Tipo 1C. D) Tipo 1D. E) Tipo 1E. F) Tipo 1F. G) Tipo 1G.

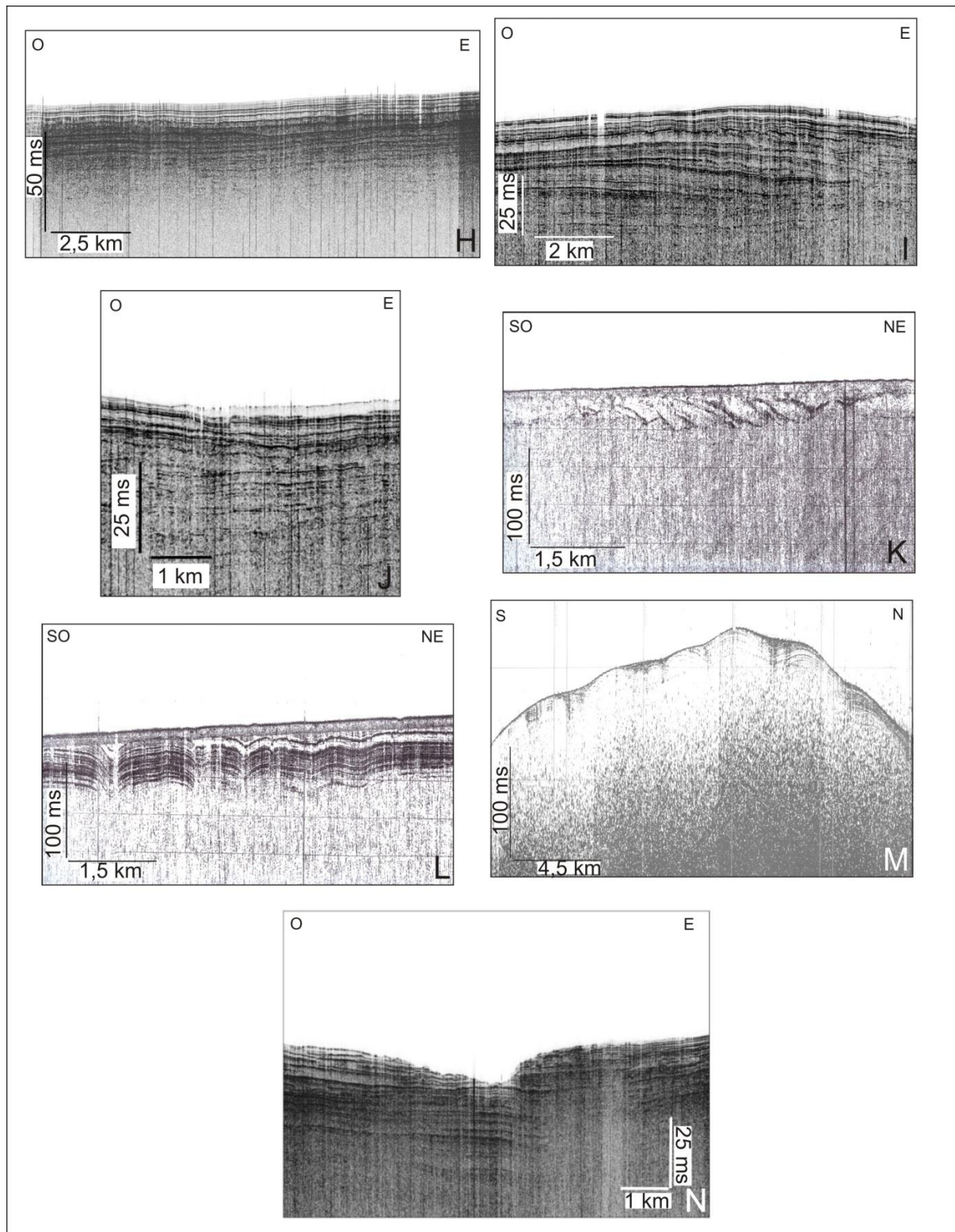


Figura 3.2. Continuación: H) Tipo 1H. I) Tipo 1I. J) Tipo 1J. K) Tipo 1K. L) Tipo 1L. M) Tipo 1M. N) Tipo 1N.



#### 3.1.1.10. Tipo 1J

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con primer relleno transparente y subfondo con alternancia de reflectores de alta reflectividad y unidades masivas con relleno transparente (Fig. 3.2.J). Este eco se ha diferenciado, únicamente en la llanura abisal. Se identifican tres grandes superficies en la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya, a una profundidad de 5000 m, de morfología elongada y dirección NE-SO (Fig. 3.1.B). La superficie más amplia es la situada en la parte más oriental, se extiende hacia el suroeste desde el Cabo Ortegal cubriendo una extensión de unos 1400 km<sup>2</sup> (Fig. 3.1.B). Hacia el oeste se localizan las otras dos superficies de 150 y 600 km<sup>2</sup> (Fig. 3.1.B). Entre el Paso del Theta Gap y la Llanura Abisal de Iberia se diferencia una superficie caracterizada también por este tipo de eco, con una longitud de unos 86 km y una anchura de unos 8 km (Fig. 3.1.B).

#### 4.1.1.11. Tipo 1K

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores oblicuos en el subfondo (Fig. 3.2.K). Este tipo de eco se ha definido, únicamente, en el talud continental. En la parte central de la Plataforma de Ortegal se diferencian tres pequeñas superficies irregulares que cubren un área de 85 km<sup>2</sup> a una profundidad de unos 500 m (Fig. 3.1.B).

#### 3.1.1.12. Tipo 1L

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores de alta reflectividad ondulados y truncados y paralelos entre si pero no con el fondo con algunas bandas verticales transparentes (Fig. 3.2.L). Este tipo de eco se ha identificado, exclusivamente, en el talud continental. Se diferencian dos superficies irregulares en la parte central y occidental de la Plataforma de Ortegal que cubren una extensión de 110 km<sup>2</sup> (Fig. 3.1.B).

#### 3.1.1.13. Tipo 1M

La respuesta acústica muestra un eco marcado del fondo con reflectores de alta reflectividad ondulados y truncados y paralelos entre si (Fig. 3.2.M). A lo largo de toda la Plataforma de Pardo Bazán se observan varias zonas irregulares caracterizadas por este tipo de eco, presentan una longitud media de unos 20 km y una anchura que no supera los 8 km (Fig. 3.1.B). Se distinguen dos zonas en la Plataforma de Castro, una superficie de 77 km<sup>2</sup> en la parte oriental y otra de 43 km<sup>2</sup> en la parte occidental (Fig. 3.1.B).

#### 3.1.1.14. Tipo 1N

La respuesta acústica muestra un eco débil del fondo con reflectores paralelos con techo erosivo (Fig. 3.2.N). Este tipo de eco se ha descrito únicamente en la Llanura Abisal de Vizcaya, en el extremo oriental y noroccidental de la zona de estudio (Fig. 3.1.B). En el extremo oriental se identifican varias franjas de morfología elongada de dirección NO-SE y a una profundidad de 4700 m, se caracterizan por presentar una longitud y anchura medias de 68 y 3 km,

respectivamente. En la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya se diferencian varias franjas de forma elongada que se extienden desde la parte más septentrional de la zona de estudio hasta llegar al Paso del Theta Gap, presentan una longitud total de unos 350 km<sup>2</sup> y una anchura media de 3,7 km.

### 3.1.2. Eco irregular

Este tipo de eco es indicativo de una morfología escarpada o accidentada del fondo marino. Se ha descrito un único tipo de eco de este tipo.

#### 3.1.2.1. Tipo 2A

La respuesta acústica muestra un eco marcado irregular con primer relleno transparente y reflectores de alta reflectividad y continuidad lateral hacia la base (Fig. 3.3). Este tipo de eco se ha descrito, únicamente, en el talud continental. Se identifica una superficie irregular en el extremo meridional de la Plataforma de Ortegá que ocupa una extensión de 400 km<sup>2</sup> a una profundidad de entre 200 y 250 m (Fig. 3.1.B).

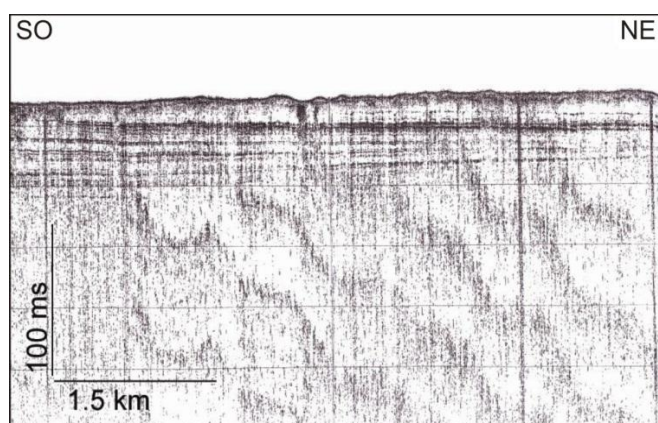


Figura 3.3. Ejemplo de eco 2A en un perfil de sonda paramétrica TOPAS

### 3.1.3. Eco hiperbolado

Este tipo de eco suele ser variable en magnitud y escala y puede darse en áreas con morfologías suaves o fuertemente irregulares. Según Damuth (1980), los ecos hiperbolados son propios de áreas con morfologías ligeramente onduladas a escarpadas o accidentadas. Normalmente este eco se produce por formas de fondo tanto erosivas como deposicionales que han sido generadas por corrientes de contorno o por procesos transversales, como corrientes turbidíticas, derrumbes, etc. En cualquier caso es muy difícil determinar la naturaleza exacta de estas formas de fondo.

Este tipo de eco producido por formas de fondo regularmente espaciadas puede generalmente dividirse en varios subtipos en función de la relación que existe entre los vértices de las hipérbolas con respecto al fondo marino o los reflectores del subfondo. En base a esto se han determinado los siguientes subtipos:

## 3.1.3.1. Tipo 3A

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas irregulares solapándose en una única hipérbola con elevaciones variables del vértice con respecto al fondo (Fig. 3.4.A). Las hipérbolas de este tipo de eco se caracterizan por una longitud de onda que puede oscilar entre 70 y 400 m y una amplitud que no supera los 25 m. Este tipo de eco se ha descrito tanto en el talud continental como en la llanura abisal. Se localiza en el talud continental a lo largo de todo el margen, principalmente asociado a las paredes de los cañones submarinos cubriendo una extensión de unos 8300 km<sup>2</sup> a una profundidad que varía desde los 1000 hasta los 4500 m (Fig. 3.1.B). En la zona de los bancos estructurales se identifica una gran superficie de unos 3200 km<sup>2</sup> caracterizada por este tipo de eco (Fig. 3.1.B). En la llanura abisal se describe en la zona de los altos de Charcot, A Coruña y Finisterre (Fig. 3.1.B). En el Alto de Charcot ocupa una extensión de unos 10.000 km<sup>2</sup> a una profundidad que varía entre 3200 y 4000 m. En el Alto de A Coruña se describe una superficie de unos 5300 km<sup>2</sup> a una profundidad de 4200 m. En el Alto de Finisterre, a una profundidad de 4700-4800 m, se identifica una superficie de casi 900 km<sup>2</sup> caracterizada por este tipo de eco.

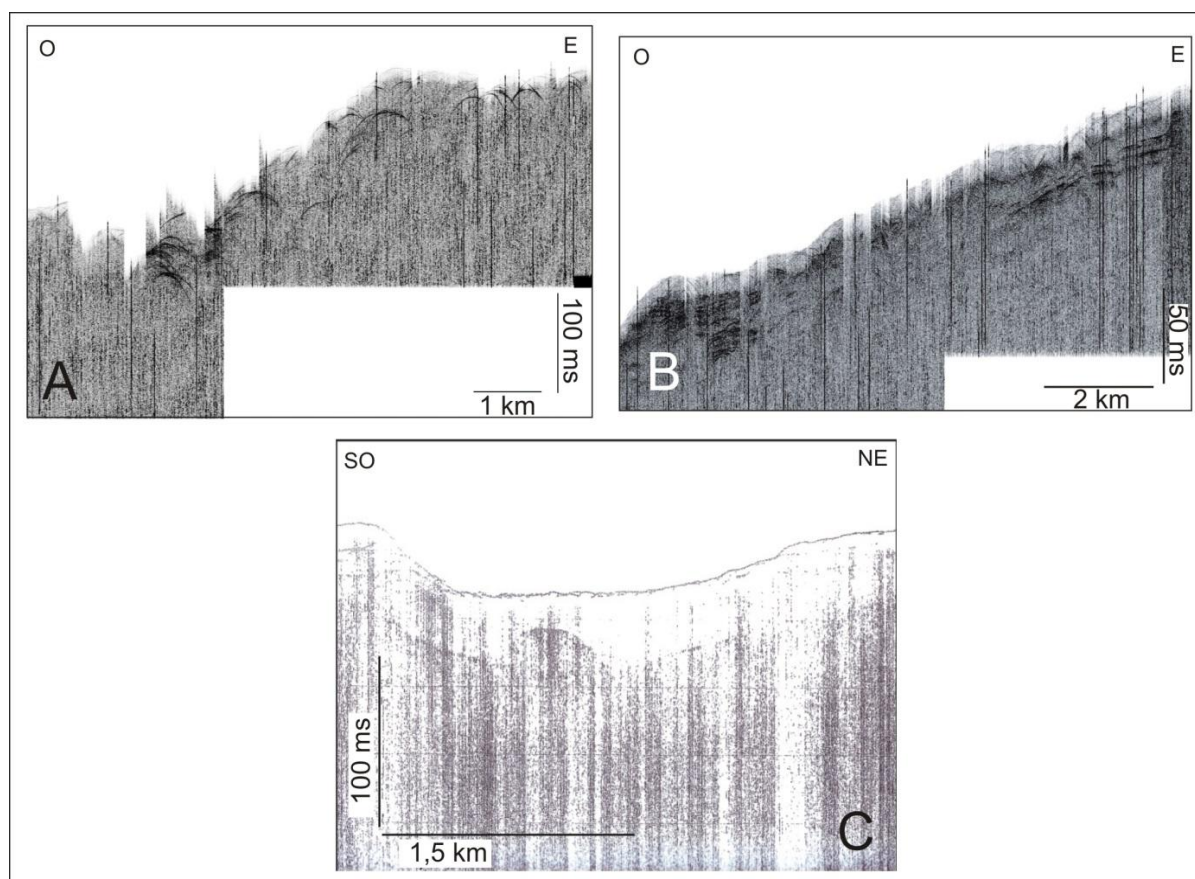


Figura 3.4. Ejemplos de ecos en perfiles de sonda paramétrica TOPAS. A) Tipo 3A. B) Tipo 3B. C) Tipo 3C.

### 3.1.3.2. Tipo 3B

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas regulares con elevaciones variables del vértice con respecto al fondo y algún reflector en el subfondo (Fig. 3.4.B). Las hipérbolas presentan una longitud de onda de unos 5,5 km y una amplitud de unos 7,5 m. Este tipo de eco se ha descrito, únicamente, en la zona de la Cuenca Interior (Fig. 3.1.B). Se identifican dos grandes superficies en esta zona que ocupan una extensión de unos 1200 km<sup>2</sup> a una profundidad de entre 4000 y 4500 m.

### 3.3.3.3. Tipo 3C

La respuesta acústica muestra un eco con hipérbolas pequeñas y regulares solapándose con vértices tangentes al fondo (Fig. 3.4.C). Las hipérbolas se caracterizan por presentar una longitud de onda de unos 6 m y una amplitud media de unos 50 cm. Este tipo de eco se ha observado, principalmente, en el talud continental y también en la llanura abisal. Se identifican pequeñas superficies irregulares en la Plataforma de Pardo Bazán que ocupan una superficie de unos 35 km<sup>2</sup> cada una, además en la parte occidental se diferencia una superficie de morfología elongada de 33 km de longitud en dirección E-O y una anchura de unos 2 km (Fig. 3.1.B). En la parte occidental de la Plataforma de Castro se distingue una zona de forma elongada, dirección NE-SO y caracterizada por una longitud de 38 km y una anchura de unos 8 km (Fig. 3.1.B). En la zona de los bancos estructurales se identifican pequeñas superficies irregulares caracterizadas por este tipo de eco y que ocupan una extensión de 140 km<sup>2</sup> a una profundidad entre 2200 y 2500 m (Fig. 3.1.B). En la llanura abisal se observa este eco en una superficie irregular de 180 km<sup>2</sup> localizada en la parte septentrional de la Cuenca Interior a una profundidad de 4900 m (Fig. 3.1.B).

### 3.1.4. Eco ondulado

Las ondas sedimentarias producen ecos que en apariencia pueden ser casi-hiperbolados y que muestran una gran variedad de formas y tamaños. Aunque en la mayoría de los casos estas formas de fondo parece que han sido formadas por las corrientes de contorno, las corrientes turbidíticas y los procesos transversales pueden formar ondas migratorias similares en apariencia a éstas. Dentro de este tipo de eco se han diferenciado tres subtipos:

#### 3.1.4.1. Tipo 4A

La respuesta acústica muestra un eco ondulado con reflectores del subfondo paralelos al fondo con alternancia de capas muy reflectivas y transparentes (Fig. 3.5.A). Este eco se observa en la zona los bancos estructurales y de la Cuenca Interna y en los altos de Finisterre, A Coruña y Charcot (Fig. 3.1.B). En la zona de los bancos estructurales se diferencian varias superficies irregulares, localizadas en los flancos occidentales de los altos de Fernando y Ordoño, que ocupan una extensión de 330 km<sup>2</sup>. En la zona de Cuenca Interior se identifica una pequeña superficie de morfología elongada a una profundidad de unos 3900 m, se caracteriza por una longitud de 10 km en dirección NE-SO y una anchura de 3 km. Hacia el oeste del margen, en el

Alto de Finisterre se distinguen varias superficies de 116 km<sup>2</sup> con morfología elongada en dirección NE-SO. En el Alto de A Coruña se observa una gran superficie que ocupa una extensión de unos 2700 km<sup>2</sup>, a una profundidad de entre 4000 y 4500 m, presenta una morfología irregular con cierta tendencia NE-SO. En el Alto de Charcot se describen varias superficies irregulares que presentan una disposición en dirección E-O, con tamaños que oscilan entre los 25 y 80 km<sup>2</sup>, las más pequeñas, y entre 200 y 560 km<sup>2</sup> las de mayor tamaño.

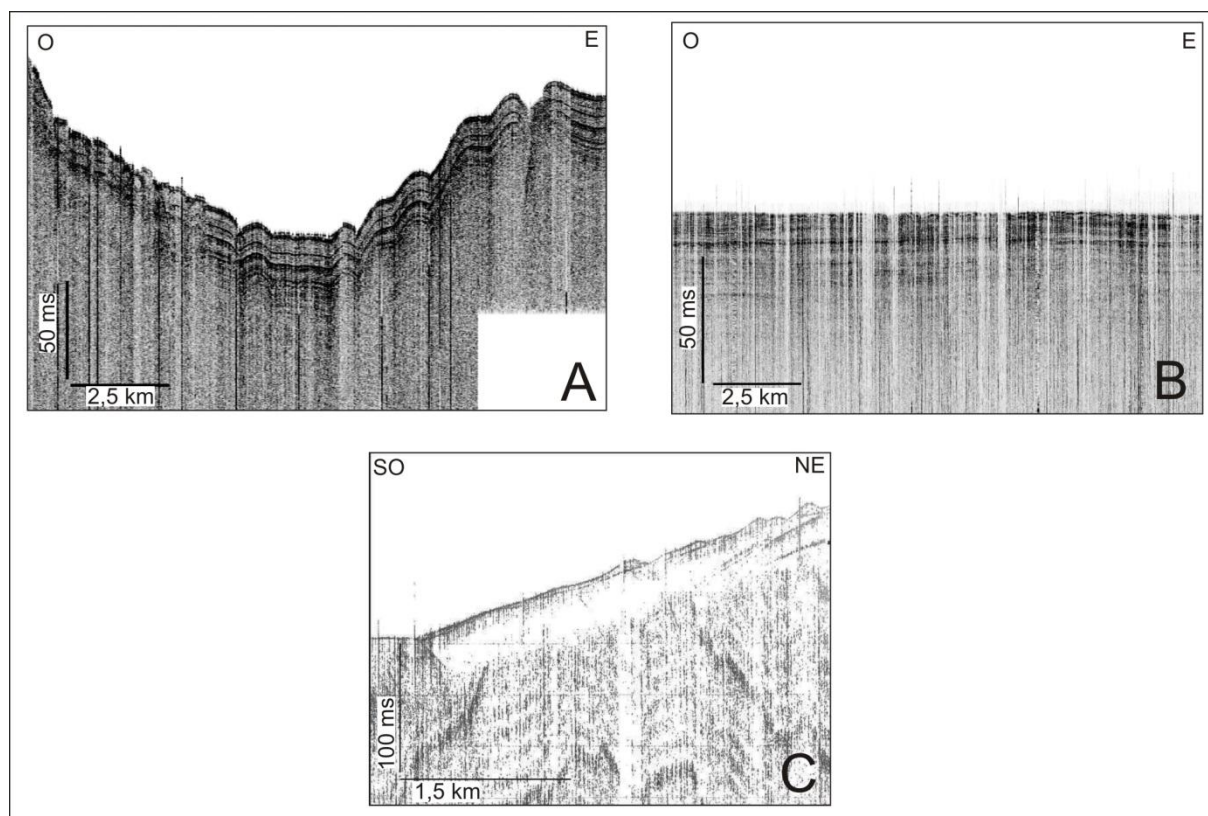


Figura 3.5. Ejemplos de ecos en perfiles de sonda paramétrica TOPAS. A) Tipo 4A. B) Tipo 4B. C) Tipo 4C.

#### 4.1.4.2. Tipo 4B

La respuesta acústica muestra un eco marcado con ondulaciones regulares del fondo y con reflectores del subfondo paralelos entre si pero no con el fondo (Fig. 3.5.B). Este tipo de eco se ha descrito, únicamente, en la parte central de la Llanura Abisal de Vizcaya, al norte de la Plataforma de Ortegá (Fig. 3.1.B). Se identifican dos grandes superficies que presentan una morfología elongada en dirección NE-SO a una profundidad de 4900 m. La superficie más pequeña, localizada en el extremo oriental del Alto de Charcot, presenta una longitud de 44 km y una anchura media de unos 5 km (Fig. 3.1.B). Hacia el este se encuentra la superficie de mayor tamaño con una longitud de 79 km y una anchura que varía entre los 12-14 km en su parte más septentrional y los 3-4 km en la meridional (Fig. 3.1.B).



### 3.1.4.3. Tipo 4C

La respuesta acústica muestra un eco ondulado con relleno transparente sobre base plana (Fig. 3.5.C). Este tipo de eco se localiza, únicamente, en el talud continental, en concreto, se identifica en el extremo noroccidental de la Plataforma de Ortegal sobre uno de los depósitos contorníticos identificados en la cabecera del Cañón de El Ferrol (Fig. 3.1.B). Se observa una pequeña superficie de morfología ovalada que ocupa una extensión de unos 10 km<sup>2</sup> a una profundidad de entre 600 y 650 m.

## 3.2. ANÁLISIS DE LA REFLECTIVIDAD

Para la zona de estudio los datos de reflectividad varían entre un mínimo de -48,2 dB y un valor máximo de -6,6 dB, con un valor medio de -26,4 dB. Se han dividido en cinco intervalos que corresponden con muy alta reflectividad (-6,6 a -21 dB), alta reflectividad (-21 a -25 dB), media reflectividad (-25 a -28 dB), baja reflectividad (-28 a -32 dB) y muy baja reflectividad (-32 a -48,2 dB) (Fig. 3.1.C).

Se puede observar una gran heterogeneidad en la distribución de la señal de la reflectividad en el talud continental y llanuras abisales de la zona de estudio. La interpretación de los resultados se ha basado en identificar la distribución de las diferentes reflectividades en el talud continental y llanuras abisales (Fig. 3.1.C).

### 3.2.1. Talud continental

#### 3.2.1.1. Muy alta reflectividad

La zona comprendida desde el Cabo Ortegal hacia el este se caracteriza por presentar en general muy alta reflectividad, extendiéndose unos 2900 km<sup>2</sup>, desde profundidades de 500 m hasta alcanzar más de 2500 m (Fig.3.6.A). En los perfiles sísmicos se caracteriza por una marcada superficie del fondo sin reflectores del subfondo (Fig. 3.6.B y C), que se corresponde con la ecofacie 1A.

El talud continental se encuentra erosionado por numerosos cañones submarinos que dan una señal de reflectividad muy elevada. En el extremo septentrional se observan bandas estrechas de dirección N-S de muy alta reflectividad que coinciden con las paredes y el fondo de los cañones submarinos y están rodeadas de zonas de alta reflectividad, principalmente en la parte central de este sector (Fig. 3.6.A).

El extremo occidental de la Plataforma de Ortegal se caracteriza por la presencia de dos de los cañones submarinos más importantes del margen, el Cañón de A Coruña, al sur, y Cañón de El Ferrol, al norte. El fondo y las paredes de estos cañones se caracterizan por la presencia de bandas irregulares de muy alta reflectividad en comparación con las zonas adyacentes que presentan zonas difusas de media y baja reflectividad (Fig. 3.6.II). Estas bandas altamente reflectivas están orientadas en dirección NO-SE con longitudes que pueden variar desde 2 hasta

9 km y con anchuras entre 1 y 4 km. En los perfiles sísmicos se puede observar una incisión con paredes escarpadas y una superficie del fondo caracterizada por formas hiperbólicas regulares que se solapan en una única hipérbola con elevaciones variables del vértice con respecto al fondo (Fig. 3.6.D), que se corresponde con la ecofacie 3A. En el extremo distal de estos cañones se identifica una superficie de muy alta reflectividad que se extiende en dirección NO-SE a lo largo de unos 83 km<sup>2</sup>. Presenta una longitud de unos 12 km y una anchura de 7 km (Fig. 3.6.III). En los registros sísmicos se caracteriza por presentar hipérbolas irregulares solapándose con elevaciones del vértice tangentes al fondo (Fig. 3.6.E), que se corresponde con la ecofacie 3A.

Además, se puede observar otra superficie de muy alta reflectividad al norte del Cañón de El Ferrol que se extiende aproximadamente 85 km<sup>2</sup>, desde profundidades de 600 m hasta 900 m (Fig. 3.6.IV), donde los perfiles sísmicos muestran una superficie del fondo de alta reflectividad sin reflectores en el subfondo (Fig. 3.6.F), se corresponde con la ecofacie 1A.

Hacia el suroeste de la Plataforma de Ortegá se observa un área muy amplia de muy alta reflectividad que coincide los escarpes de origen estructural descritos en esta zona. Se extiende unos 800 km<sup>2</sup> a profundidades entre los 500 y 1000 m (Fig. 3.6.V) y los perfiles sísmicos presentan una señal del fondo reflectiva y una superficie de erosión reflectiva en el subfondo con truncación de los reflectores infrayacentes (Fig. 3.6.G) que se corresponde con la ecofacie 1C.

A lo largo de la Plataforma de Pardo Bazán se identifican varias franjas de muy alta reflectividad. Destacan dos bandas que tienen forma elongada, de dirección NE-SO, que varían entre 11 y 13 km de longitud y de 4 a 5 km de anchura y rodeadas por zonas difusas de media reflectividad (Fig. 3.6.VI) cuyo ecocarácter se caracteriza por una superficie del fondo muy marcada sin reflectores en el subfondo (Fig. 3.6.H), que corresponde con la ecofacie 1A.

En la Plataforma de Castro se observan pequeñas bandas de forma circular o elongada, a una profundidad de 3000 m, que coinciden con los *gullies* descritos en esta plataforma. Presentan longitudes que pueden variar desde los 1,5 hasta los 2,5 km y con anchuras entre 1 y 2 km (Fig. 3.6.VII). En los perfiles sísmicos se observan hipérbolas dando lugar a una configuración ondulada con pequeñas incisiones del fondo (Fig. 3.6.I), y se corresponde con la ecofacie 3A. En el extremo distal de la Plataforma de Castro se identifican zonas de muy alta reflectividad de dirección NO-SE, que presentan una longitud de unos 6 km y anchuras de 1 km, y que coinciden con el fondo de los cañones submarinos que parten de la plataforma y desembocan en la llanura abisal (Fig. 3.6), se corresponde con la ecofacie 3A.

Al oeste del margen, las zonas caracterizadas por una muy alta reflectividad se localizan en los bancos estructurales, como los altos de Ordoño y Fernando, y hacia el oeste y norte de este sector, donde se pueden observar dos superficies de forma elongada, de dirección NE-SO, de unos 90 y 52 km<sup>2</sup>, respectivamente, que coinciden con zonas donde la pendiente es muy elevada, con un valor medio de unos 17°, localizadas a profundidades entre 3600 y 4200 m (Fig. 3.6.VIII). Los perfiles sísmicos se caracterizan por presentar hipérbolas regulares solapándose con elevaciones variables del vértice respecto al fondo y de muy alta reflectividad

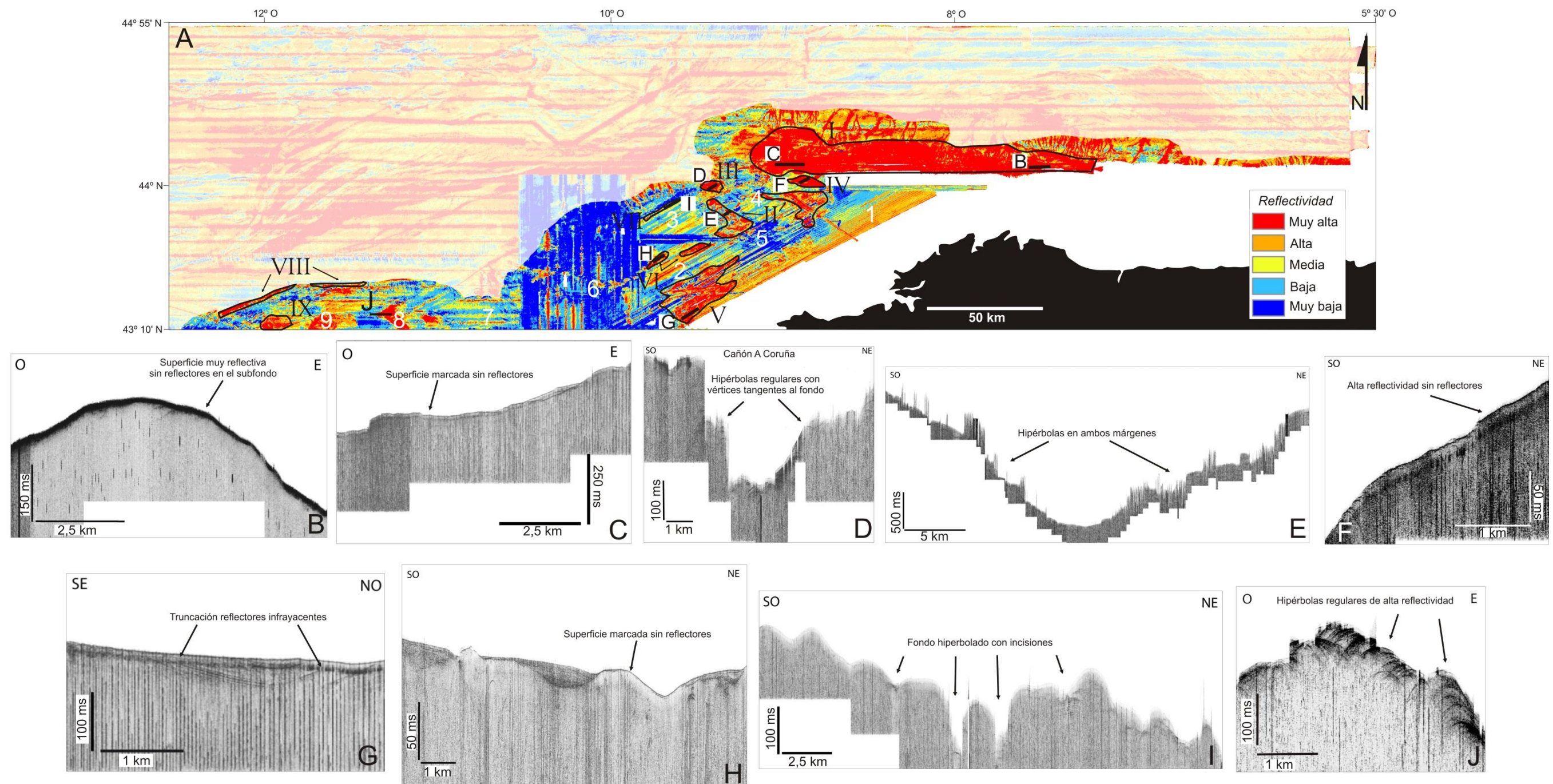


Figura 3.6. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona del talud continental con los principales elementos fisiográficos: (2) Plataforma de Pardo Bazán. (3) Plataforma de Castro. (4) Cañón de El Ferrol. (5) Cañón de A Coruña. (6) Cañón de Lage. (7) Cuenca Interior. (8) Alto de Fernando. (9) Alto de Ordoño. Los números romanos se corresponden con las áreas de muy alta reflectividad descritas en el texto. De A a J se muestran perfiles de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de muy alta reflectividad.



(Fig. 3.6.J) y corresponden con la ecofacie 4A. Además, al oeste del Alto de Ordoño, se observa un área de unos 110 km<sup>2</sup> de muy alta reflectividad, que se extiende a una profundidad de 2100 m (Fig. 3.6.IX), así como pequeñas franjas, a lo largo de todo este sector, con longitudes que pueden variar desde los 2 hasta los 5 km y con anchuras entre 3 y 4 km (Fig. 3.6), y se corresponde con la ecofacie 3A.

#### 3.2.1.2. Alta reflectividad

El sector meridional de la Plataforma de Ortegal está cubierto por un área que se extiende unos 600 km<sup>2</sup>, en dirección NE-SO, caracterizada por una alta reflectividad (Fig. 3.7.A), que coincide, en su mayor parte, con el sector donde se observa una superficie del fondo con irregularidades con un primer relleno transparente seguido de reflectores de alta reflectividad y frecuencia hacia la base (Fig. 3.7.B), corresponde con la ecofacie 2A.

En el extremo distal de la Plataforma de Pardo Bazán se observa una banda de alta reflectividad que se extiende a una profundidad de unos 1600 m. Se caracteriza por presentar una forma elongada, de dirección NE-SO, con unos 15 km de longitud y unos 6 km de anchura (Fig. 3.7.II). En los perfiles sísmicos se caracteriza por presentar una superficie marcada del fondo con reflectores progradantes en el subfondo y de alta reflectividad (Fig. 3.7.C), que se corresponde con la ecofacie 1E.

Hacia el oeste del margen, en el sector de los bancos estructurales, se identifican bandas irregulares de alta reflectividad. Destaca un área de forma elongada, de dirección E-O, de unos 360 km<sup>2</sup> al norte del Alto de Ordoño, a una profundidad de unos 2400 m (Fig. 3.7.III), y en los perfiles sísmicos se caracteriza por un fondo muy marcado con un primer relleno transparente seguido de alta reflectividad, que corresponde con la ecofacie 1D (Fig. 3.7.D).

#### 3.2.1.3. Media reflectividad

A lo largo de todo el talud continental de la zona de estudio se han identificado bandas caracterizadas por unos valores medios de reflectividad. Estas zonas suelen ser irregulares y difusas y, en su mayor parte, se encuentran combinadas con otras zonas, principalmente de baja reflectividad (Fig. 3.8.A). Además, en muchas ocasiones, puede confundirse el valor real de la reflectividad con señales erróneas de las líneas por donde se han tomado los datos.

Al oeste de la Plataforma de Ortegal se observan bandas difusas de media reflectividad que se localizan adyacentes a las paredes de los cañones submarinos, principalmente en las proximidades del Cañón de El Ferrol (Fig. 3.8.I), que se corresponden con la ecofacie 1E.

La Plataforma de Castro se caracteriza por presentar bandas de media reflectividad (Fig. 3.8.A). Los registros sísmicos se caracterizan por presentar una marcada superficie del fondo con reflectores del subfondo truncados de alta reflectividad (Fig. 3.8.II y B), que se correspondería con la ecofacie 1G.



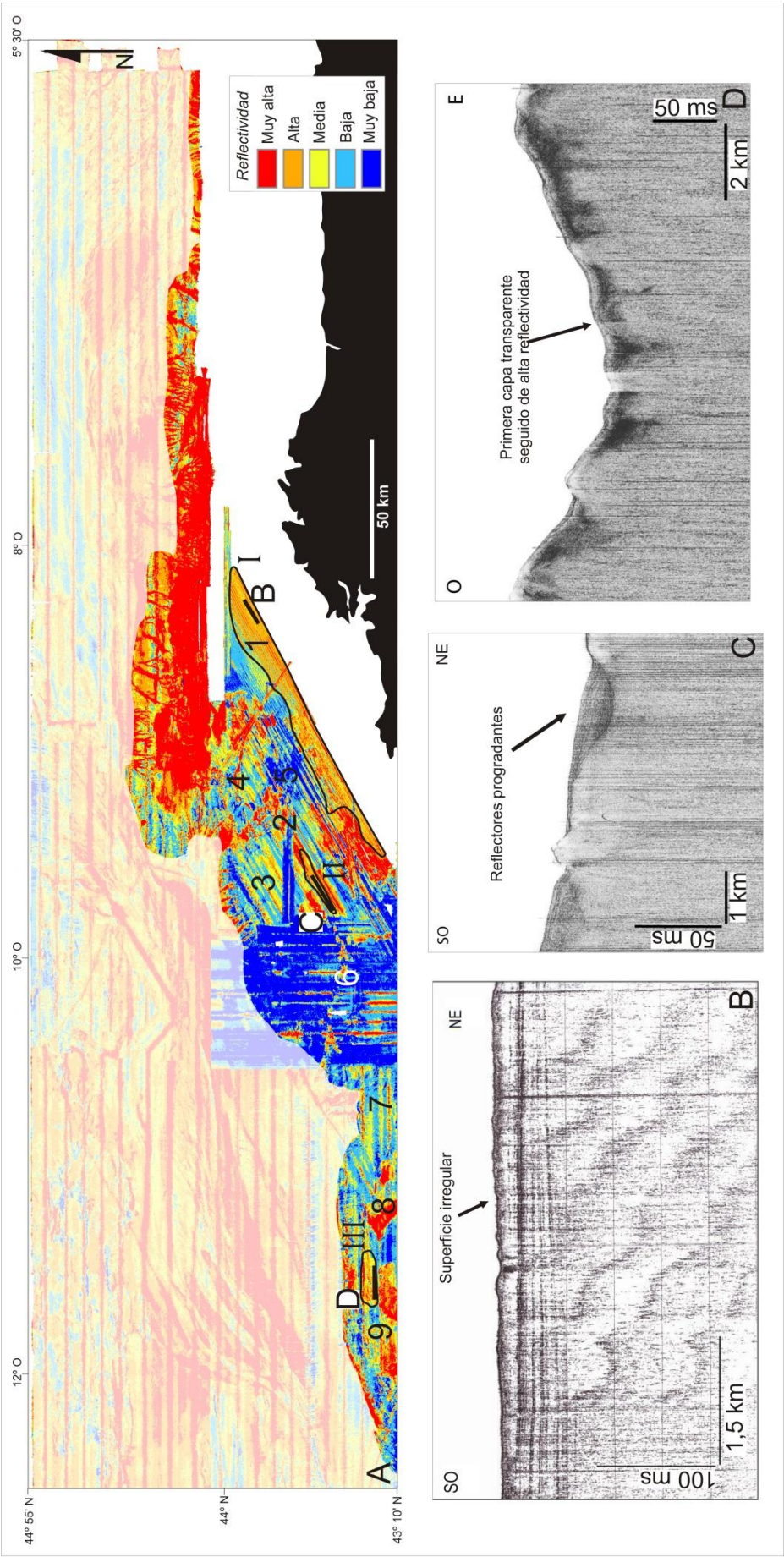


Figura 3.7. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona del talud continental con los principales elementos fisiográficos: (1) Plataforma de Ortel. (2) Plataforma de Pardo Bazán. (3) Plataforma de Castro. (4) Cañón de El Ferrol. (5) Cañón de A Coruña. (6) Cañón de Lage. (7) Cuenca Interior. (8) Alto de Fernando. (9) Alto de Ordoño. Los número romanos se corresponden con las áreas de alta reflectividad descritas en el texto- B, C y D son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de alta reflectividad.



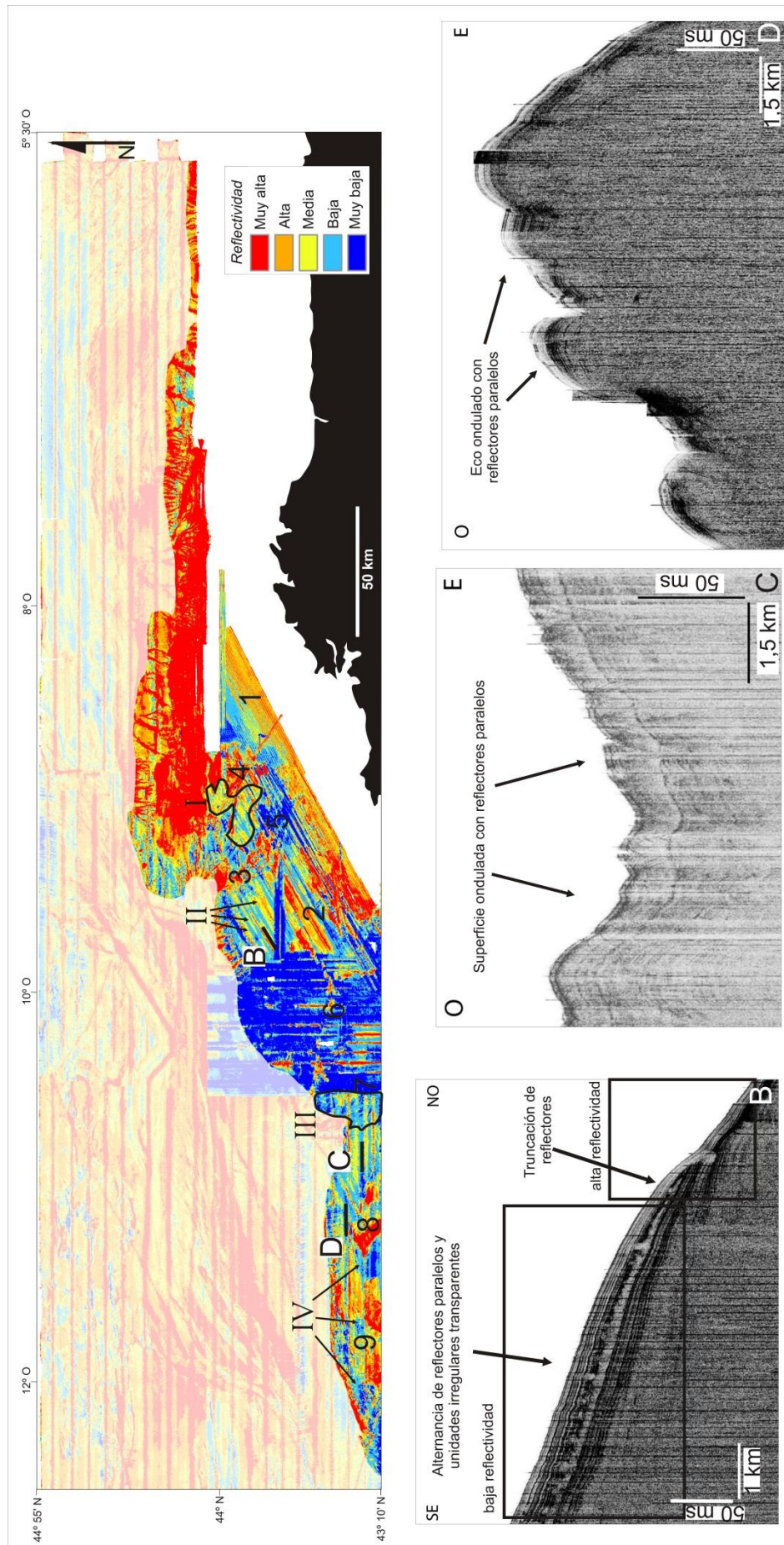


Figura 3.8. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona del talud continental con los principales elementos fisiográficos: (1) Plataforma de Ortegá. (2) Plataforma de Pardo Bazán. (3) Plataforma de Castro. (4) Cañón de A Coruña. (5) Cañón de El Ferrol. (6) Cañón de Lage. (7) Cuenca Interior. (8) Alto de Fernando. (9) Alto de Ordoño. Los números romanos se corresponden con las áreas de media y baja reflectividad descritas en el texto- B, C y D son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de media y baja reflectividad.

#### 3.2.1.4. Baja reflectividad

Los valores de baja reflectividad se concentran, principalmente, al oeste del margen, tanto en la Cuenca Interior como en el sector de los bancos estructurales (Fig. 3.8.A).

En la Plataforma de Castro también se pueden identificar algunas bandas de baja reflectividad (Fig. 3.8.A). Los registros sísmicos se caracterizan por presentar una marcada superficie Del fondo con reflectores del subfondo de alta reflectividad y, localmente, con alternancia de unidades irregulares transparentes, que corresponde con la ecofacie 1I (Fig. 3.8.B).

La Cuenca Interior se caracteriza por una superficie de baja reflectividad que se extiende a profundidades entre 4000 y 4300 m (Fig. 3.8.III). Se pueden observar en los perfiles sísmicos una configuración ondulada del fondo y, localmente, con reflectores paralelos en el subfondo de baja reflectividad que se corresponde con la ecofacie 5A (Fig. 3.8.C).

En el sector de los bancos estructurales se observan zonas difusas e irregulares de baja reflectividad que se encuentran rodeando otras con valores más bajos (Fig. 3.8.IV). Se caracterizan por mostrar en los perfiles sísmicos un fondo ondulado con reflectores paralelos y alternancia de capas poco reflectivas y transparentes, que corresponde con el eco de tipo 4A (Fig. 3.8.D).

#### 3.2.1.5. Muy baja reflectividad

En el extremo septentrional de la zona de estudio, en el talud continental, se observan pequeñas franjas irregulares de muy baja reflectividad que coinciden con las crestas entre cañones y que en el sector más occidental pueden estar mezcladas con zonas de media-alta reflectividad (Fig. 3.9.A).

Hacia el suroeste del margen, en la Plataforma de Pardo Bazán se identifican dos zonas de muy baja reflectividad: la parte oriental de esta plataforma, en el extremo proximal del Cañón de A Coruña, que se extiende entre los 1200 y 1600 m de profundidad y ocupa una extensión de unos 500 km<sup>2</sup> (Fig. 3.9.I); en el extremo suroccidental, a una profundidad de unos 1600 m, y se extiende aproximadamente 400 km<sup>2</sup> (Fig. 3.9.II). Los perfiles sísmicos se caracterizan por una configuración de hipérbolas regulares solapándose con elevaciones variables del vértice respecto al fondo (Fig. 3.9.B) que corresponde con la ecofacie 3A.

Al norte de la Plataforma de Castro destaca la presencia de una banda de muy baja reflectividad de forma elongada y de dirección NE-SO localizada a unos 3300 m de profundidad. La extensión de toda esta área es de aproximadamente 26 km de longitud y unos 4 km de anchura (Fig. 3.9.III). Los perfiles sísmicos se caracterizan por presentar una configuración de hipérbolas regulares solapándose con un eco muy débil del fondo (Fig. 3.9.C) que corresponde con la ecofacie 3A.



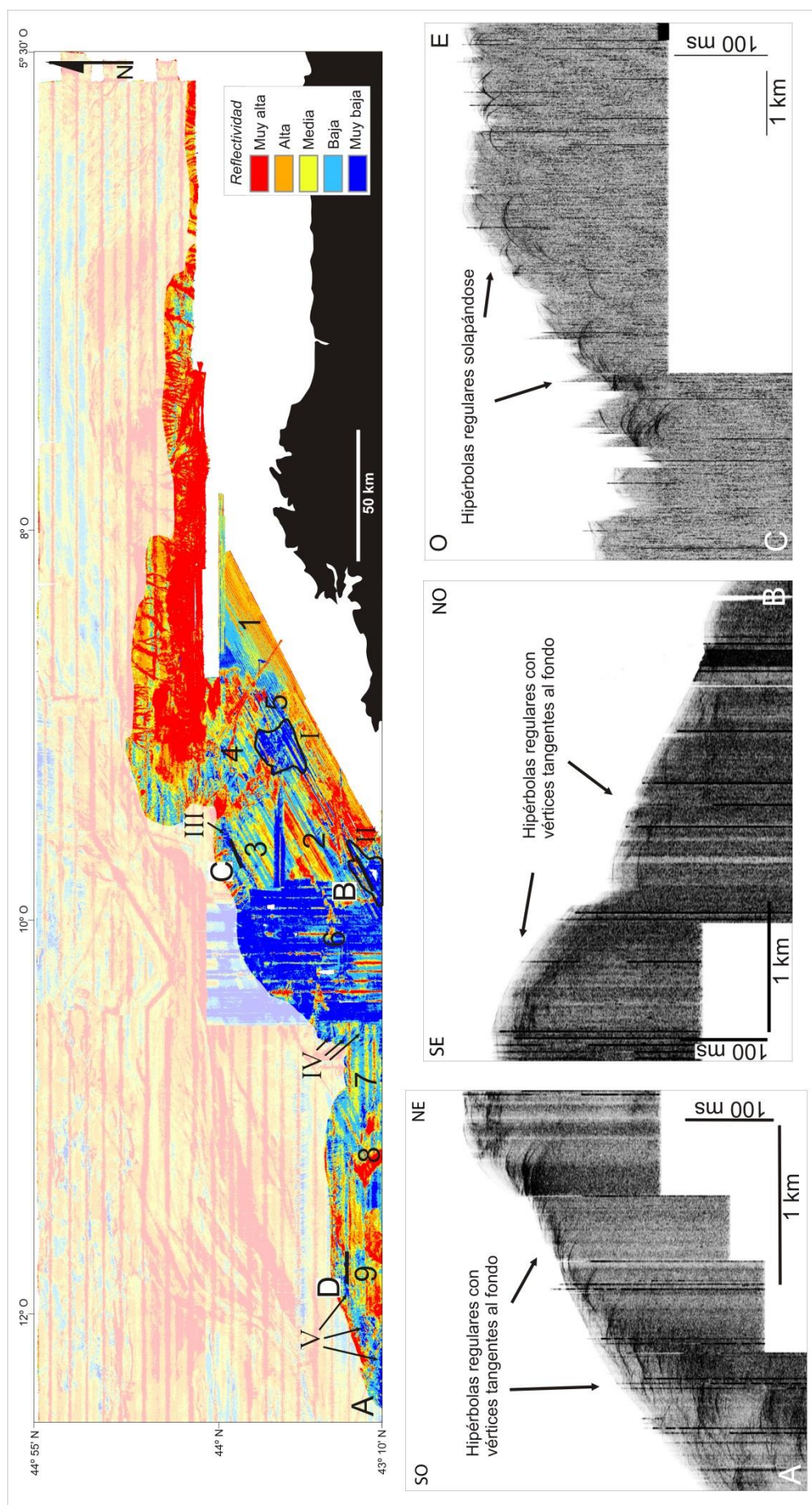


Figura 3.9. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona del talud continental con los principales elementos fisiográficos: (1) Plataforma de Ortegál. (2) Plataforma de Pardo Bazán. (3) Plataforma de Castro. (4) Cañón de El Ferrol. (5) Cañón de A Comuña. (6) Cañón de Lage. (7) Cuenca Interior. (8) Alto de Fernando. (9) Alto de Ordoño. Los número romanos se corresponden con las áreas de muy baja reflectividad descritas en el texto- B, C y D son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de muy baja reflectividad.

Al oeste, en el extremo oriental de la Cuenca Interior, se observan pequeñas zonas de forma elongada de muy baja reflectividad (Fig 3.9.IV). Tienen una dirección NO-SE, longitudes entre 3 y 5 km y anchuras que no superan los 2 km. Además, se puede observar una banda estrecha bordeando el límite norte de esta zona, se corresponde con la ecofacie 3B.

En el flanco septentrional del Banco de Galicia se identifican pequeñas bandas de muy baja reflectividad, a una profundidad de entre 3000 y 3500 m, que se caracterizan por formas circulares y elongadas, de dirección NE-SO, y una longitud máxima de 12 km (Fig. 3.9.V). En los perfiles sísmicos estas zonas se caracterizan por presentar pequeñas hipérbolas regulares solapándose de baja reflectividad (Fig. 3.9.D), que corresponde con la ecofacie 3A.

### 3.2.2. Llanuras abisales

Para el análisis de la reflectividad de las zonas profundas del margen se va a distinguir por un lado la zona de los altos estructurales y, por otro, las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia.

#### 3.2.2.1. Altos estructurales

En este sector se han diferenciado el Alto de Charcot al norte, de dirección E-O, y los altos de A Coruña y Finisterre al oeste, de dirección NO-SE (Fig. 3.1.C).

##### 3.2.2.1.1. *Muy alta reflectividad*

En el extremo meridional del Alto de Charcot se localizan zonas de muy alta reflectividad que coinciden con zonas donde la pendiente puede alcanzar valores de unos 15°, en un sector donde la media se sitúa en torno a 3°. Estas bandas se caracterizan por tener forma elongada, de dirección E-O, y presentan entre 7 y 32 km de longitud y de 2 a 4 km de anchura (Fig. 3.10.I), se corresponde con la ecofacie 3A.

Además, en la parte sureste del Alto de A Coruña y en el extremo occidental del Alto de Finisterre también se identifican algunas zonas de muy alta reflectividad (Fig. 3.10.II). Tienen forma elongada, con dirección NE-SO, y coinciden con zonas donde la pendiente es muy elevada pudiendo alcanzar valores en torno a 21°. Se caracterizan por unas dimensiones que varían entre 5 y 16 km de longitud y entre 1,5 y 2 km de anchura (Fig. 3.10.A), y se corresponde con la ecofacie 3A.

##### 3.2.2.1.2. *Alta reflectividad*

El Alto de Charcot está caracterizado por una alta reflectividad (Fig. 3.10.A). En los perfiles sísmicos estas zonas de alta reflectividad se caracterizan por una superficie ondulada y muy marcada del fondo con reflectores paralelos en el subfondo y de alta reflectividad (Fig. 3.10.B), que se corresponden con la ecofacie de tipo 4A.



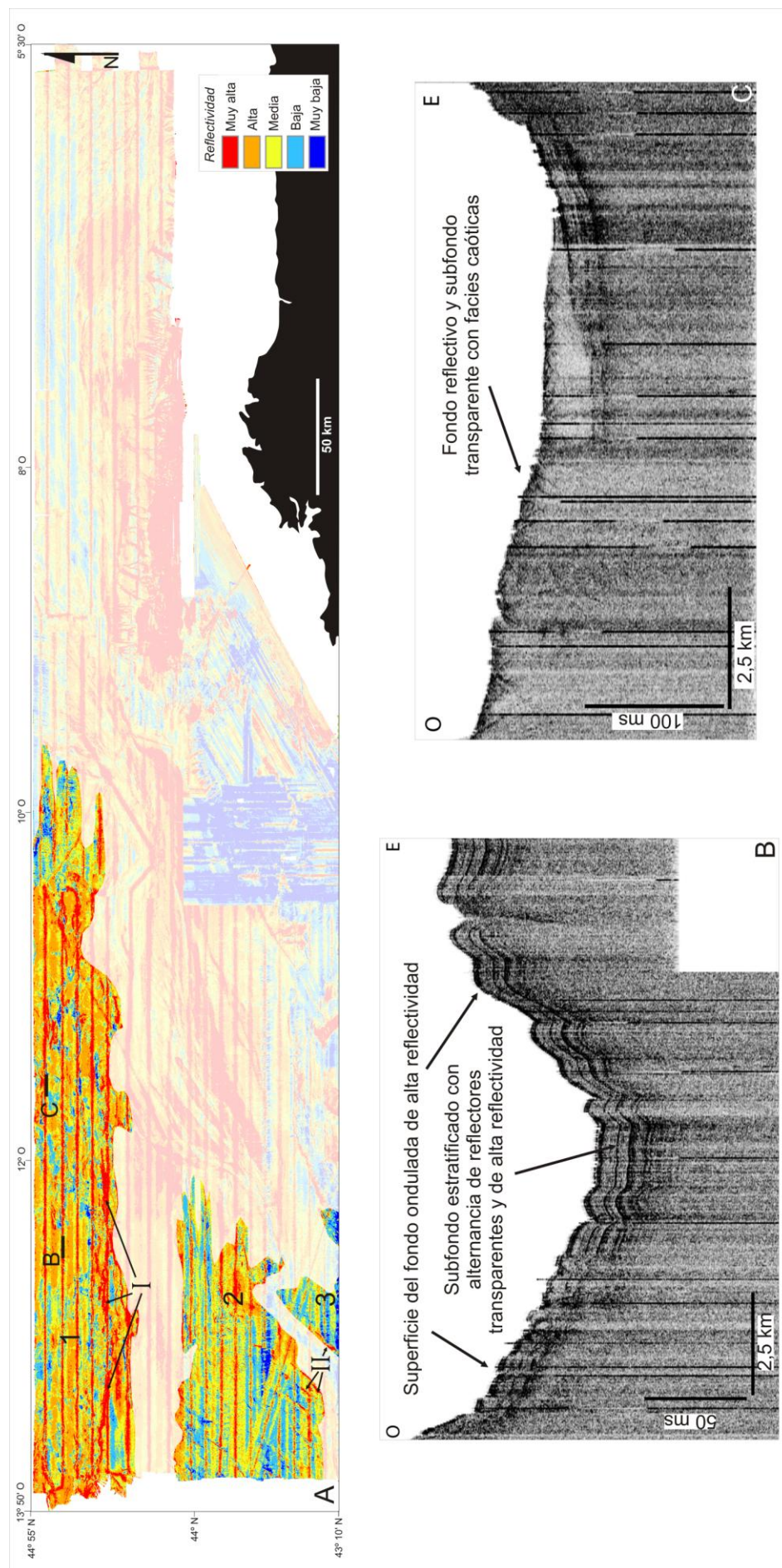


Figura 3.10. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona de los altos estructurales de las llanuras abisales con los principales elementos fisiográficos: (1) Alto de Charcot. (2) Alto de A Coruña. (3) Alto de Finisterre. Los número romanos se corresponden con las áreas de alta reflectividad descritas en el texto. B y C son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de alta y media reflectividad, respectivamente.

#### 3.2.2.1.3. *Media reflectividad*

En el Alto de Charcot se identifican zonas difusas de media reflectividad intercaladas con otras de baja reflectividad que coinciden con deslizamientos (Fig. 3.10.A). En los perfiles sísmicos estas zonas de media reflectividad muestran pequeñas formas hiperbólicas, bastante regulares y acústicamente transparentes sobre base reflectiva y marcada (Fig. 3.10.C), que corresponde a las ecofacies de tipo 1F.

#### 3.2.2.1.4. *Baja reflectividad*

En el Alto de Charcot se observan zonas irregulares de baja reflectividad con longitudes que pueden variar desde 5 hasta 15 km y con anchuras entre 3,5 y 6 km (Fig. 3.11.I) y en los registros sísmicos se puede observar una superficie marcada del fondo con un primer relleno transparente seguido de reflectores paralelos de alta reflectividad (Fig. 3.11.B), se corresponde con la ecofacie 1D.

En general, los altos de A Coruña y Finisterre se caracterizan por una baja reflectividad y por una superficie marcada del fondo con reflectores paralelos de muy alta reflectividad y primer relleno transparente (Fig. 3.11.C) que corresponde con la ecofacie 1D.

Además, en la parte septentrional del Alto de A Coruña se puede observar una amplia zona de baja reflectividad, intercalada con zonas de media reflectividad, así como otras zonas más difusas a lo largo de todo este sector (Fig. 3.11.III). En los perfiles sísmicos se observa una superficie marcada del fondo con reflectores paralelos con intercalaciones de capas de alta y baja reflectividad (Fig. 3.11.D) y se corresponde con la ecofacie 4A.

#### 3.2.2.1.5. *Muy baja reflectividad*

En el Alto de Charcot se pueden observar pequeñas bandas muy estrechas de muy baja reflectividad que coinciden con los límites de las crestas. Tienen forma elongada, de dirección E-O, y se caracterizan por presentar longitudes que varían desde 4 hasta 20 km y anchuras que no superan los 2 km (Fig. 3.12.I). En los perfiles sísmicos se muestran como hipérbolas regulares con elevaciones variables del vértice respecto al fondo y baja reflectividad (Fig. 3.12.B) y se corresponden con la ecofacie 3A.

En los altos de A Coruña y Finisterre destacan unas bandas de muy baja reflectividad que presentan una forma elongada en dirección NE-SO y coinciden con el flanco noroeste de algunas estructuras (Fig. 3.12.II). Presentan longitudes que pueden variar desde 8 hasta 15 km y anchuras que no superan 1 km (Fig. 3.12.A). Los perfiles sísmicos muestran una configuración de formas hiperbólicas con elevaciones variables del vértice respecto al fondo y con baja respuesta acústica (Fig. 3.12.C), que corresponde con la ecofacie 3A.



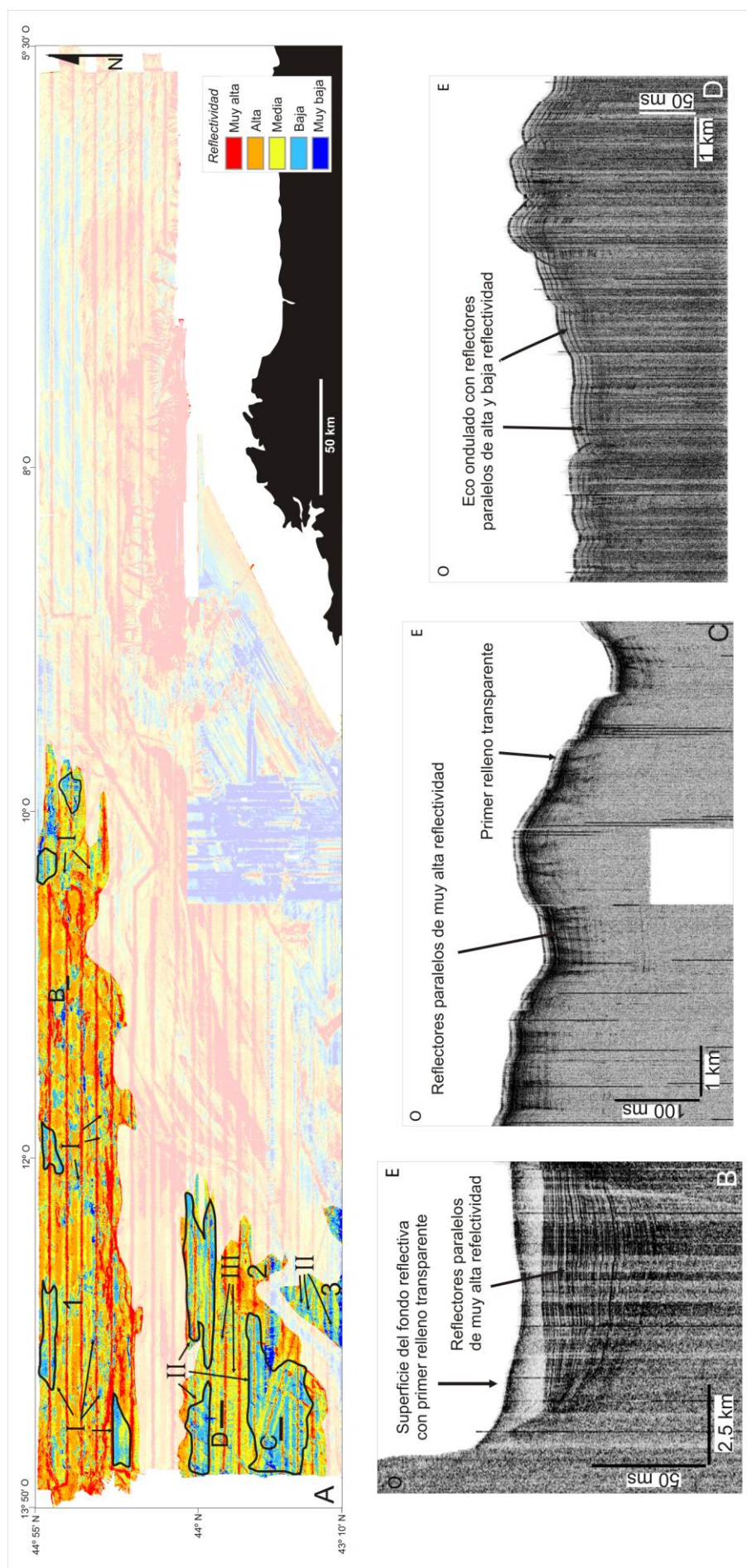


Figura 3.1.1. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona de los altos estructurales de las llanuras abisales con los principales elementos fisiográficos: (1) Alto de Charcot. (2) Alto de A Coruña. (3) Alto de Finisterre. Los número romanos se corresponden con las áreas de baja reflectividad descritas en el texto. B, C y D son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de baja reflectividad.

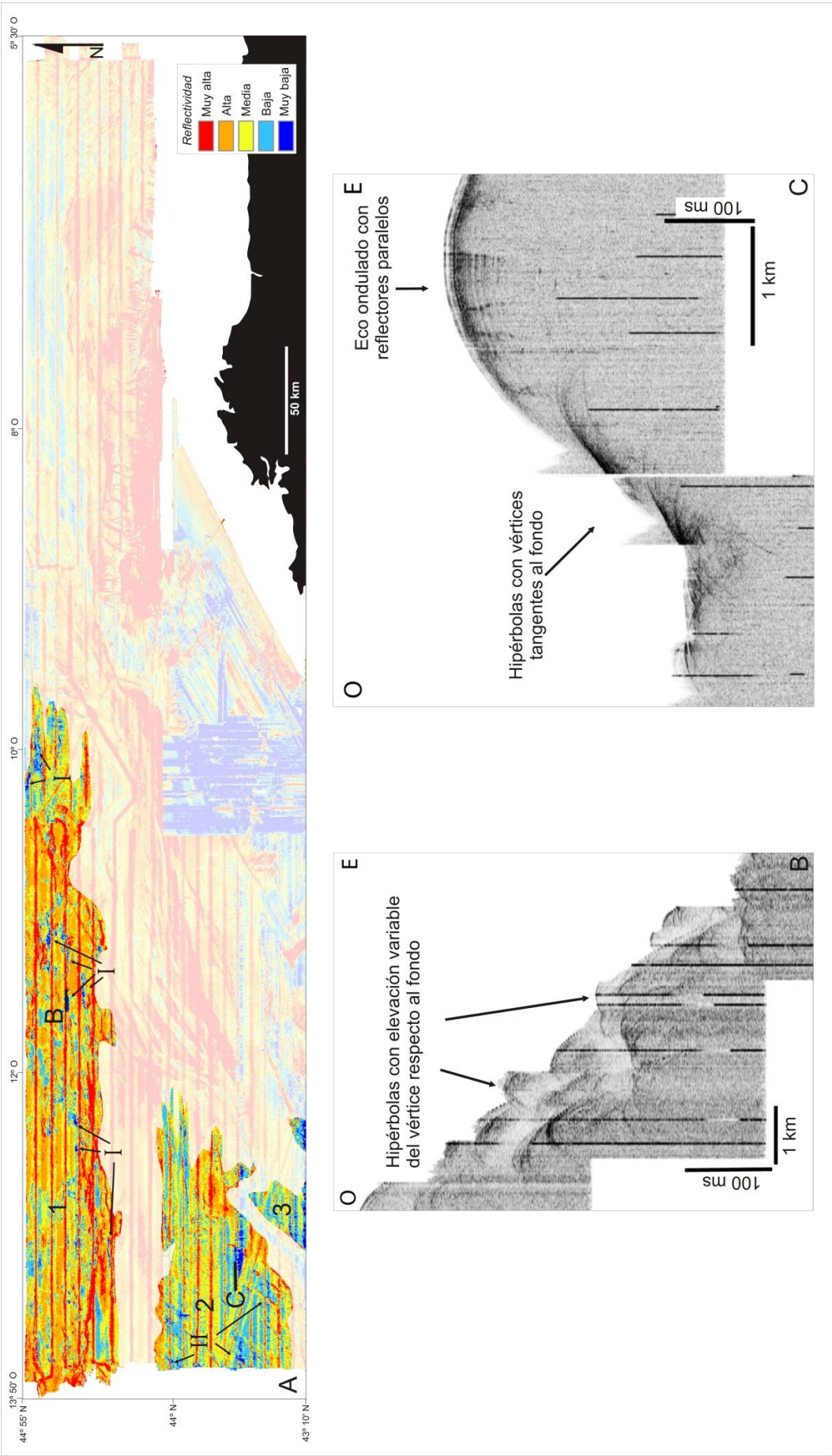


Figura 3.12. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona de los altos estructurales de las llanuras abisales con los principales elementos fisiográficos: (1) Alto de Charcot. (2) Alto de A Coruña. (3) Alto de Finisterre. Los números romanos se corresponden con las áreas de muy baja reflectividad descritas en el texto. B y C son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de muy baja reflectividad.

### 3.2.2.2. Llanuras abisales de Vizcaya e Iberia

#### 3.2.2.2.1. *Muy alta reflectividad*

En la parte septentrional de la zona de estudio, en el extremo más oriental, se extiende un área de aproximadamente 4100 km<sup>2</sup> donde predominan zonas de muy alta reflectividad intercaladas con otras de media-baja reflectividad (Fig. 3.13.I). Al oeste de este sector destaca un área de muy alta reflectividad que se extiende aproximadamente 1100 km<sup>2</sup>, tiene una forma ovalada, con el extremo septentrional ligeramente ondulado, de dirección NO-SE (Fig. 3.13.II), que se corresponde con la ecofacie 1B.

Continuando hacia el oeste se extiende un área de unos 2150 km<sup>2</sup> donde se observan zonas desde muy alta reflectividad hasta baja reflectividad. Se caracteriza por tener forma de abanico, con una dirección ONO-ESE, con anchuras iniciales de 10 km que alcanzan los 40 km en la parte central. Esta zona termina hacia el oeste con una morfología muy característica en su parte distal y que se denomina “fingers” (O’Connell *et al.*, 1991; Klaucke *et al.*, 2004, entre otros) (Fig. 3.13.III). En estas morfologías predominan franjas de muy alta reflectividad con alguna zona difusa de alta y media reflectividad en la parte central. Las franjas de muy alta reflectividad se distribuyen de norte a sur, en dirección E-O, y presentan longitudes que pueden variar desde 5 hasta 15 km y con anchuras entre 1,5 y 2,5 km (Fig. 3.13.A), que se corresponde con la ecofacie 1B.

Además, en esta parte del margen se pueden identificar unas bandas de muy alta reflectividad que se localizan al pie del talud (Fig. 3.13.IV). En planta se caracterizan por tener una forma ligeramente ondulada con una dirección E-O. Presentan una longitud media de unos 30 km y una anchura que varía desde 1,5 hasta 4 km y se corresponden con la ecofacie 1E.

En el extremo noroccidental de la Plataforma de Ortegá también se identifican bandas de muy alta reflectividad rodeadas por otras irregulares de alta reflectividad (Fig. 3.13.V). Estas bandas presentan forma elongada de dirección NE-SO con longitudes que pueden variar desde 1,5 hasta 4,5 km y con anchuras de unos 200 m (Fig. 3.13.A), se corresponde con la ecofacie 1N.

Continuando hacia el suroeste, en la parte occidental de la zona de estudio, se identifica una amplia superficie de unos 1400 km<sup>2</sup> de muy alta reflectividad con forma elongada, que se acuña en sus extremos, de dirección en dirección NE-SO (Fig. 3.13.VI). Presenta una longitud de 132 km y una anchura máxima en su parte central de 17 km. En los perfiles sísmicos se caracteriza por presentar una primera capa delgada y transparente seguida de reflectores paralelos de alta reflectividad y frecuencia en el subfondo, se corresponde con la ecofacie 1D. Hacia el sur, los perfiles sísmicos muestran, además, unidades del subfondo masivas y relleno transparente, que se corresponde con la ecofacie 1I. En su extremo nor-oriental esta zona conecta con otra de muy alta reflectividad, de dirección NE-SO, que se corresponde con el Canal de Ortegá (Fig. 3.13.VII). En el extremo septentrional del canal, los perfiles sísmicos se caracterizan por presentar una primera capa delgada y transparente seguida de reflectores paralelos de alta reflectividad y con unidades del subfondo masivas con techo y base muy reflectivas y relleno transparente (Fig. 3.13.B), que se corresponde con la ecofacie 1J. En el extremo meridional, sin



embargo, los perfiles sísmicos presentan una marcada superficie del fondo con reflectores paralelos de alta reflectividad y frecuencia en el subfondo, que se corresponde con la ecofacie 1B.

En el extremo meridional de la llanura abisal destacan varias zonas de muy alta reflectividad. Por un lado se identifican unas bandas estrechas rodeando el extremo septentrional del sector de los bancos. Presentan forma elongada, de dirección E-O, con longitudes de entre 10 y 17 km y anchuras que no superan el kilómetro (Fig. 3.13.A), se corresponde con la ecofacie 1H.

Por otro lado, al norte de la Cuenca Interior, se identifica una amplia zona que se extiende aproximadamente 300 km<sup>2</sup> y parece coincidir con la continuación hacia el norte de los canales y cañones que atraviesan tanto la Cuenca Interior como las plataformas marginales (Fig. 3.13.VIII). Los perfiles sísmicos se caracterizan por una incisión con paredes escarpadas, con hipérbolas solapándose con vértices tangentes al fondo, y una superficie del fondo poco reflectiva (Fig. 3.13.C), que se corresponde con la ecofacie 3A.

#### 3.2.2.2.2. Alta reflectividad

A lo largo de la parte septentrional de la zona de estudio se pueden observar tres bandas de alta reflectividad de dimensiones similares, dos en la zona norte y una en el centro, que se extienden en dirección E-O, y presentan una longitud y anchura media de 38 y 4 km, respectivamente (Fig. 3.13.IX). Además, hacia el sur, se observan otras bandas de alta reflectividad de menores dimensiones. Presentan forma elongada extendiéndose en dirección NE-SO y con longitudes que varían desde 8 a 11 km y anchuras que no superan el kilómetro (Fig. 3.13.A), y se corresponden con la ecofacie 1B.

En el extremo oriental de esta parte norte de la zona de estudio se identifican bandas estrechas de alta reflectividad que limitan con otras de reflectividad más baja. Presentan una dirección NO-SE y coinciden con los bordes de los canales 1, 2 y 3 descritos en el capítulo anterior. Además, los espacios entre estos canales están constituidos por zonas de forma elíptica, también de dirección NO-SE, que alternan franjas de alta y baja reflectividad perpendiculares a esta dirección. Estas zonas se extienden con longitudes que pueden variar desde 20 hasta 36 km y con anchuras entre 4,5 a 11 km. Las franjas de alta reflectividad tienen forma rectilínea o convexa, de dirección NE-SO, y presentan longitudes entre 2 y 5 km y anchuras inferiores a 1 km (Fig. 3.13.A), y se corresponden con la ecofacie 3B.

Hacia el oeste, aproximadamente en la zona central del Margen Cantábrico comprendido dentro de nuestra zona de estudio, se encuentra un área con morfología en *fingers* (O'Connell *et al.*, 1991; Klauke *et al.*, 2004, entre otros) y donde se observan bandas de alta reflectividad intercaladas, con dirección NO-SE, que presentan unos 10 km de longitud y unos 500 m de anchura (Fig. 3.13.X), se corresponde con la ecofacie 1B.

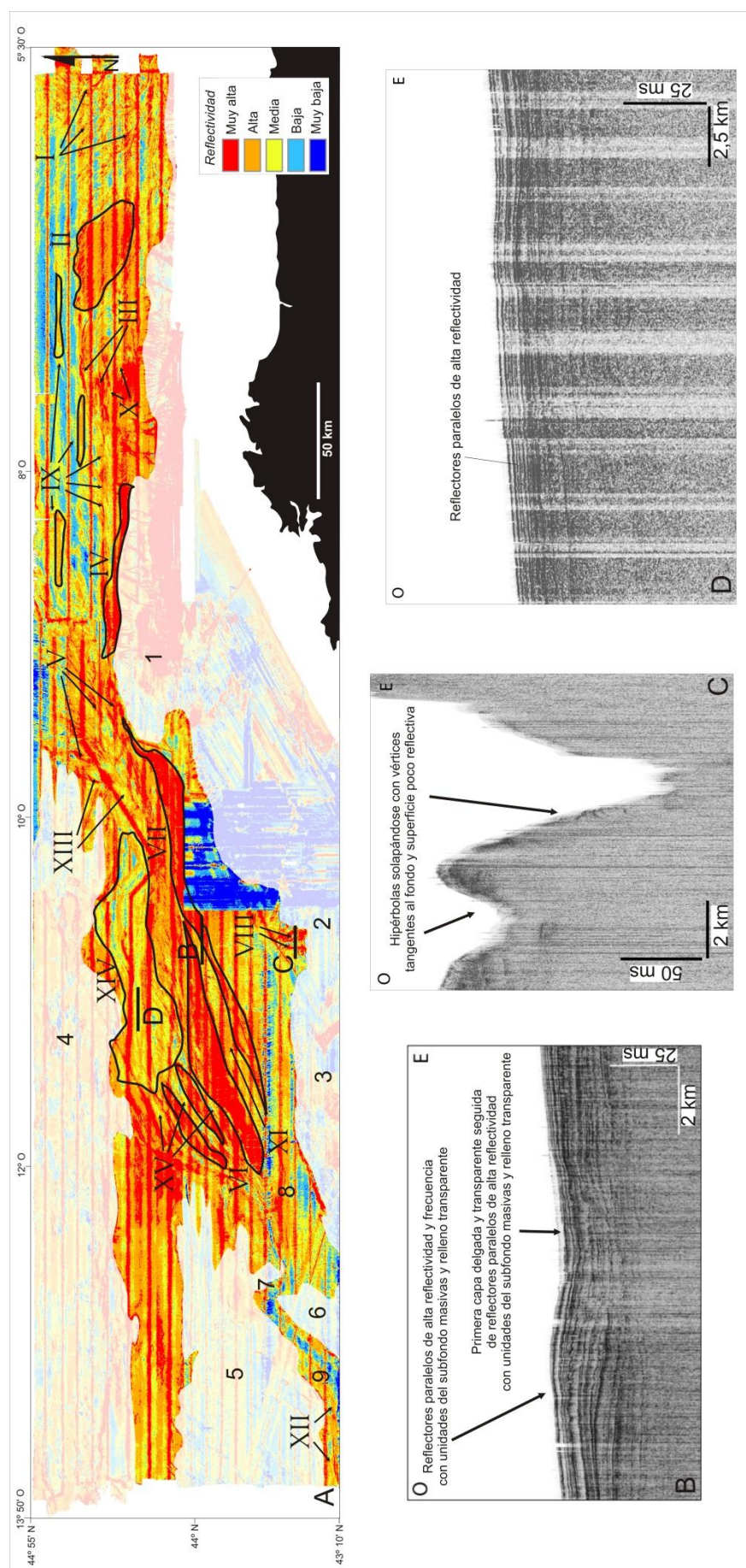


Figura 3.13. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona de la llanura abisal con los principales elementos fisiográficos: (1) Espolón de Ortegal. (2) Cuenca Interior. (3) Bancos estructurales. (4) Alto de A Coruña. (5) Alto de Charcot. (6) Alto de Finisterre. (7) Theta Gap. (8) Llanura Abisal de Vizcaya. (9) Llanura Abisal de Iberia. Los números romanos se corresponden a las áreas de muy alta, alta y media reflectividad descritas en el texto. B, C y D son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de muy alta, alta y media reflectividad, respectivamente.

El extremo occidental de la zona de estudio se caracteriza por presentar, principalmente, valores de alta reflectividad que cubren esta parte de la llanura abisal y sobre la que se diferencian zonas con distinta reflectividad. Destaca un área de unos 1100 km<sup>2</sup>, localizada entre dos zonas de muy alta reflectividad, donde predominan los valores de alta reflectividad. Se caracteriza por una forma elongada de dirección NE-SO y acunada en sus extremos. Tiene una longitud de 135 km y una anchura máxima de 13 km (Fig. 3.13.XI). Los perfiles sísmicos se caracterizan por presentar reflectores paralelos de alta reflectividad y frecuencia y con unidades del subfondo masivas con techo y base muy reflectivas y relleno transparente (Fig. 3.13.B), se corresponde con la ecofacie 1H.

Al sur del Paso del Theta Gap, la superficie que cubre la Llanura Abisal de Iberia, se caracteriza por presentar valores de alta reflectividad (Fig. 3.13.XII). En los perfiles sísmicos se observa una superficie marcada del fondo con reflectores paralelos y de alta reflectividad en el subfondo, que se corresponde con la ecofacie 1B.

#### 3.2.2.2.3. Media reflectividad

A lo largo de toda la parte septentrional del margen en la zona de estudio se pueden observar pequeñas franjas difusas media reflectividad intercaladas entre otras de reflectividad menor (Fig. 3.13.A). En la parte occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya, estos valores de media reflectividad se identifican a lo largo de, prácticamente, todo el recorrido de los canales Hespérides, Charcot y Vizcaya (Fig. 3.13.XIII), y se corresponde con la ecofacie 1B.

Al sur del Alto de Charcot se identifica un área de unos 2180 km<sup>2</sup> donde predominan, principalmente, valores de media reflectividad. Presenta forma elongada con dirección E-O (Fig. 3.13.XIV). En los perfiles sísmicos se caracteriza por una superficie marcada del fondo seguida de reflectores paralelos de alta reflectividad y frecuencia (Fig. 3.13.D) que se corresponde con la ecofacie 1B.

Al este del Alto de A Coruña destacan tres bandas de media reflectividad, intercaladas con franjas irregulares de baja reflectividad, que parten de forma independiente desde la zona anterior en dirección NE-SO y se unen en las proximidades del Paso del Theta Gap. Estas bandas se extienden una longitud de aproximadamente 115 km y con anchuras que pueden variar desde 4 km hasta 17 km, en el extremo suroccidental de la zona de estudio (Fig. 3.13.XV), y se corresponde con la ecofacie 1B.

Hacia el sur y hacia el este de esta zona, en el extremo meridional de la llanura abisal, se observan varias franjas irregulares donde predominan los valores de media reflectividad que se extienden por una superficie de unos 900 km<sup>2</sup>. También, se pueden observar estos valores de reflectividad en el extremo distal de los cañones de El Ferrol y A Coruña cubriendo una superficie de aproximadamente 480 km<sup>2</sup> muy próxima al talud (Fig. 3.13.A), y se corresponde con la ecofacie 1F.

#### 3.2.2.2.4. Baja reflectividad

A lo largo de todo la parte norte de la zona de estudio se puede observar una gran área, que cubre unos 6620 km<sup>2</sup>, de baja reflectividad (Fig. 3.14.I). En los perfiles sísmicos se caracteriza por una superficie marcada del fondo con reflectores paralelos en el subfondo (Fig. 3.14.B), que se corresponde con la ecofacie 1B. Se extiende en dirección E-O que cambia a NE-SO en la parte distal, donde se identifican pequeñas zonas de baja reflectividad de forma lenticular que se extienden una media de 10 km<sup>2</sup>.

En el extremo oriental de la zona de estudio, se observan unas ramificaciones de dirección NO-SE, de baja-media reflectividad, que coinciden con los canales 1, 2 y 3 descritos en el capítulo anterior. Además, como se ha nombrado anteriormente los espacios entre estos canales están constituidos por zonas de forma elíptica, también de dirección NO-SE, que alternan franjas de alta y baja reflectividad perpendiculares a esta dirección. Estas zonas se extienden con longitudes que pueden variar desde 20 hasta 36 km y con anchuras entre 4,5 a 11 km (Fig. 3.14.II). Estas zonas en los perfiles sísmicos se caracterizan por presentar pequeñas hipérbolas regulares (Fig. 3.14.C), que se corresponde con la ecofacie 3C.

Hacia el oeste, donde se identifica esta gran área con morfología tipo *fingers* (O'Connell *et al.*, 1991; Klaucke *et al.*, 2004; entre otros), se puede observar que los valores de baja reflectividad se concentran en la parte central y ocupa una extensión de unos 425 km<sup>2</sup>. Se caracteriza por tener una forma de media luna con los extremos dirigidos hacia el oeste (Fig. 3.14.III), y se corresponde con la ecofacie 1B.

En el extremo noroccidental de la Plataforma de Ortegá se pueden observar algunas bandas estrechas de baja reflectividad que presentan forma elongada de dirección NE-SO. Se caracterizan por tener longitudes que no superan los 10 km y anchuras que varían desde 1 hasta 2 km (Fig. 3.14.IV), y se corresponde con la ecofacie 1D.

Al sur del Alto de Charcot se observa una franja irregular de baja reflectividad de dirección E-O con forma sinuosa que coincide con el trazado del Canal de Charcot (Fig. 3.15.I). Presenta una longitud de unos 54 km y una anchura media de 1,5 km, y se corresponde con la ecofacie 1N.

En la parte central de la llanura abisal, al este del Alto de A Coruña, destacan tres bandas de media reflectividad, intercaladas con franjas irregulares de baja reflectividad (Fig. 3.15.II y B). Los registros sísmicos muestran características diferentes para cada una de estas franjas de baja reflectividad:

- En la primera, localizada en el extremo más occidental de la zona de estudio, en los perfiles sísmicos cabe destacar una superficie de erosión, con truncación de los reflectores, que tiene forma de V asimétrica, con el margen este más abrupto y el margen oeste más tendido (Fig. 3.15.C) y se corresponde con la ecofacie 1N.



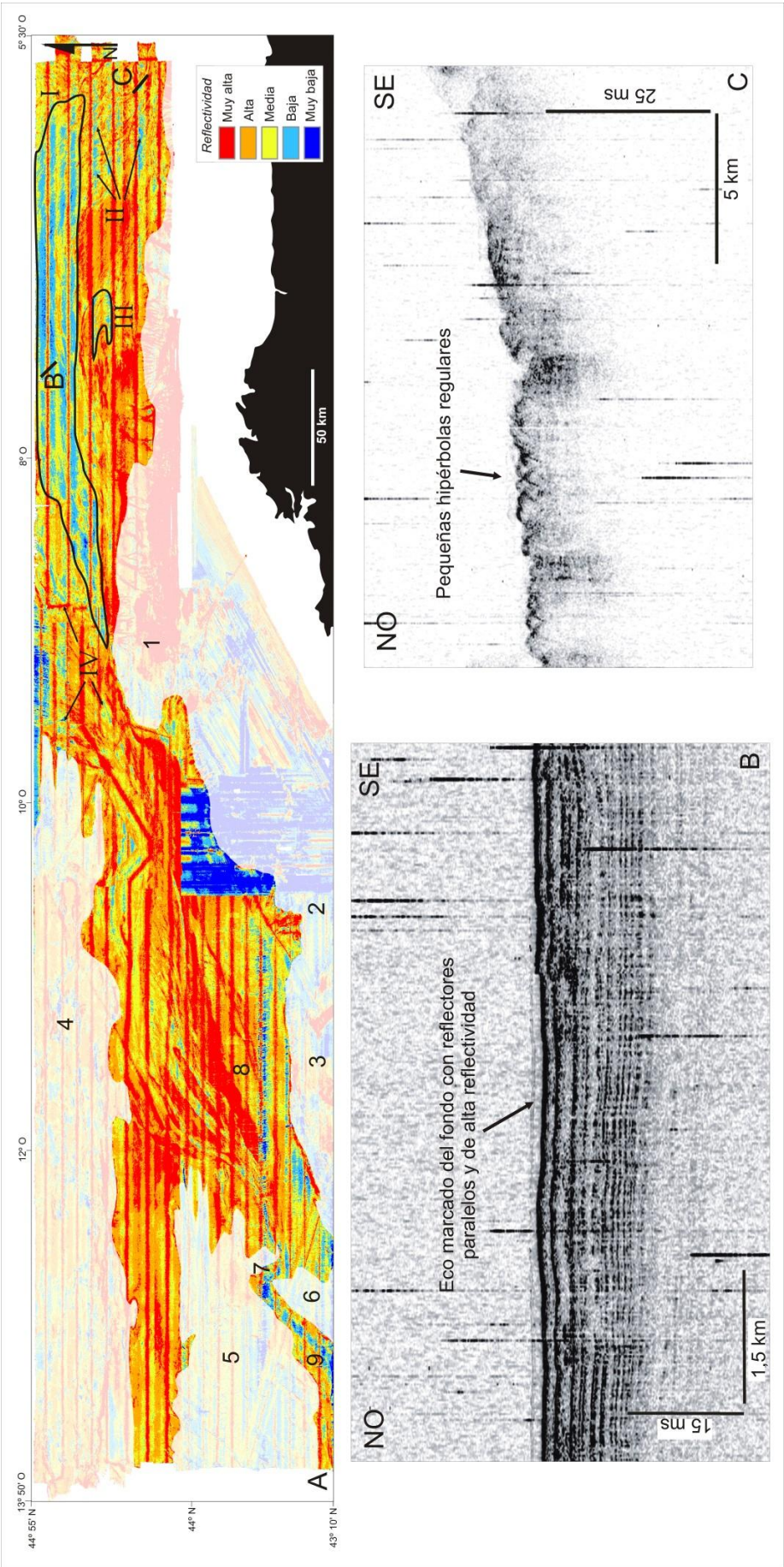


Figura 3.14. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona de la llanura abisal con los principales elementos fisiográficos: (1) Espolón de Ortegál. (2) Cuenca Interior. (3) Bancos estructurales. (4) Alto de Charcot. (5) Alto de A Comuña. (6) Alto de Finisterre. (7) Theta Gap. (8) Llanura Abisal de Vizcaya. (9) Llanura Abisal de Iberia. Los números romanos se corresponden a las áreas de baja reflectividad del extremo septentrional de la zona de estudio descritas en el texto. B y C son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de baja reflectividad.



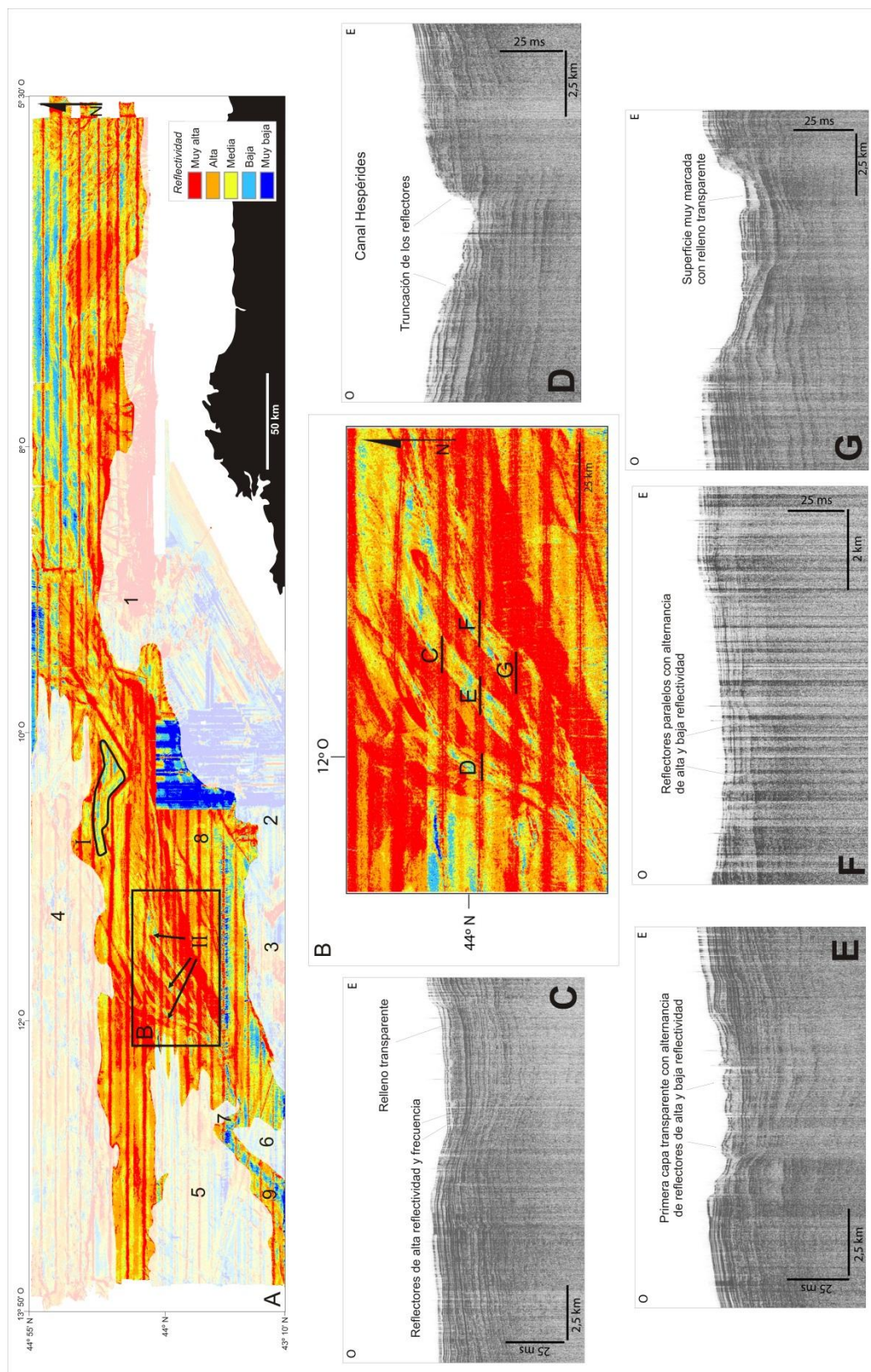


Figura 3.15. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona de la llanura abisal con los principales elementos fisiográficos: (1) Espolón de Ortegá. (2) Cuenca Interior. (3) Bancos estructurales. (4) Alto de Charcot. (5) Alto de A Coruña. (6) Alto de Finisterre. (7) Theta Gap. (8) Llanura Abisal de Vizcaya. (9) Llanura Abisal de Iberia. Los números romanos se corresponden a las áreas de baja reflectividad del extremo occidental de la zona de estudio descritas en el texto. B) Detalle del mapa de reflectividad en la parte central de la llanura abisal, al este del Alto de A Coruña donde se localizan la posición de los perfiles sísmicos de muy alta resolución se encuentran en las zonas de baja reflectividad (perfiles C, D, E, F y G).

- En la segunda, se observa una sección en forma de U ancha, con un primer relleno transparente y hacia la base reflectores de alta reflectividad y frecuencia (Fig. 3.15.D), que se corresponde con la ecofacie 1D. En la parte central de esta zona se observa una superficie del fondo ondulada (Fig. 3.15.E).
- En la tercera, los perfiles sísmicos presentan una superficie poco reflectiva en forma de U ancha y reflectores paralelos hacia la base, de poca continuidad lateral, con sucesión de capas de alta y baja reflectividad (Fig. 3.15.F) y se corresponde con la ecofacie 1J. En la parte central de esta zona, se observa una pequeña sección dentro de la principal con una marcada superficie del fondo y acústicamente transparente (Fig. 3.15.G).

En la Llanura Abisal de Iberia, se han identificado valores de baja reflectividad que corresponden con la trayectoria del Canal Interllanura (Fig. 3.16.I). Esta zona se caracteriza por tener una morfología elongada de dirección NE-SO en el extremo oriental que cambia NE-SO al atravesar el Paso del Theta Gap. Se extiende a lo largo de unos 70 km con valores de anchura entre 3 y 4 km. Los perfiles sísmicos se caracterizan por presentar un primer relleno transparente seguido por unidades masivas de alta y baja reflectividad (Fig. 3.16.B y C) que se corresponde con la ecofacie 1J. Además, se observan otras zonas de baja reflectividad de forma irregular en el extremo occidental de la zona de estudio. Se caracterizan por presentar longitudes entre 5 y 6 km y valores de anchura que no superan los 3 km, y se corresponden con la ecofacie 1B.

#### 3.2.2.2.5. *Muy baja reflectividad*

Al este del Alto de Charcot, se identifica una superficie de unos 370 km<sup>2</sup> de muy baja reflectividad, con intercalaciones difusas de baja reflectividad, que se caracteriza por presentar una forma elongada de dirección E-O aumentando la señal de reflectividad hacia el sur (Fig. 3.17.I), y se corresponde con la ecofacie 4B.

En el extremo suroeste de la llanura abisal, en las proximidades del Paso del Theta Gap, se identifica una zona de muy baja reflectividad con forma elongada, de dirección NE-SO, con 16 km de longitud y unos 1,5 km de anchura (Fig. 3.17.II), y se corresponde con la ecofacie 1N.

Atravesado el Paso del Theta Gap, en la Llanura Abisal de Iberia, se identifican pequeñas franjas de muy baja reflectividad intercaladas en una zona de baja reflectividad coincidiendo con la trayectoria del Canal Interllanura (Fig. 3.17.III), y se corresponde con la ecofacie 1J.



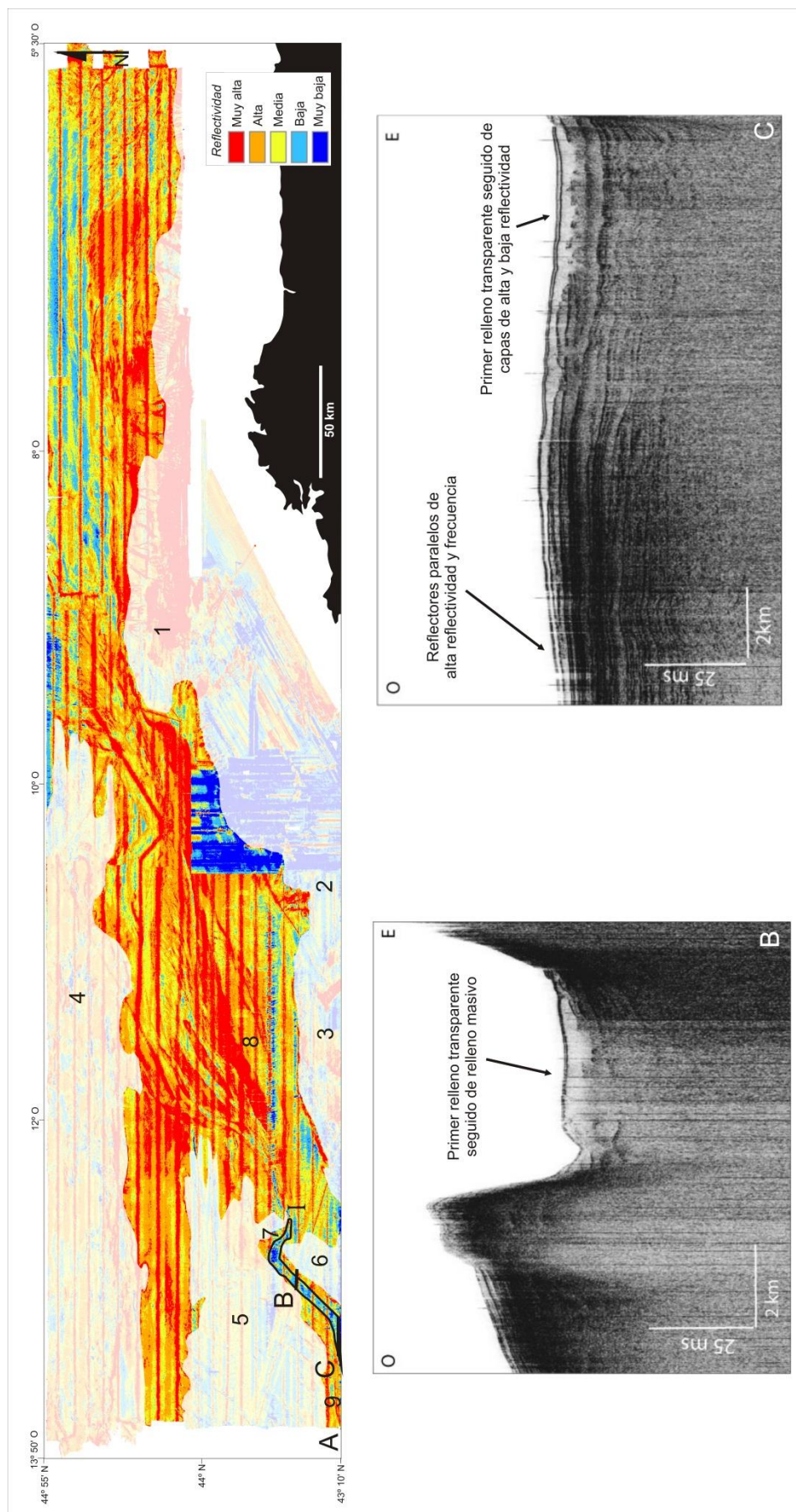


Figura 3.16. A) Mapa de reflectividad donde se resalta la zona de la llanura abisal con los principales elementos fisiográficos: (1) Espolón de Ortegá. (2) Cuenca Interior. (3) Bancos estructurales. (4) Alto de Charcot. (5) Alto de A Coruña. (6) Alto de Finisterre. (7) Theta Gap. (8) Llanura Abisal de Vizcaya. (9) Llanura Abisal de Iberia. El número romano se corresponden un área de baja reflectividad localizada en la Llanura Abisal de Iberia. B y C son perfiles sísmicos de muy alta resolución donde se muestra la respuesta de baja reflectividad.

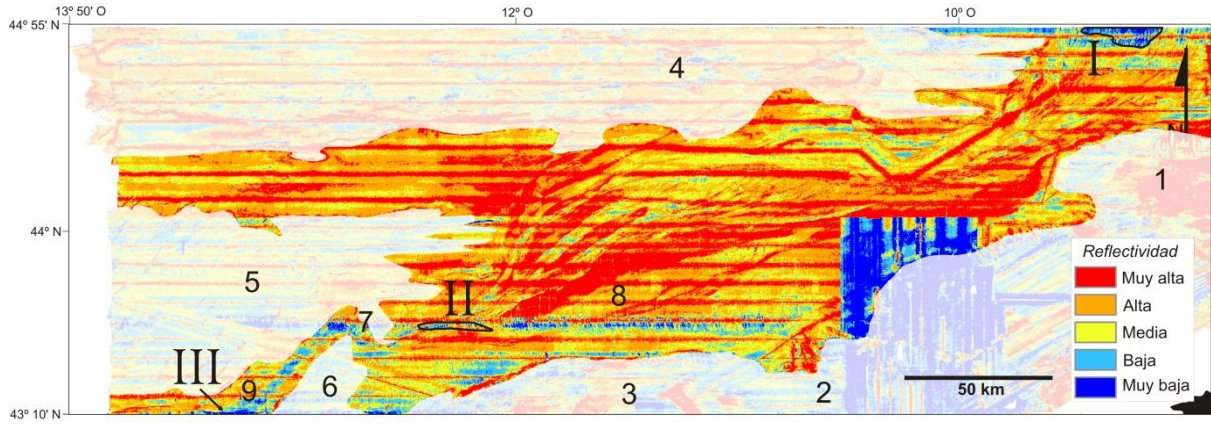


Figura 3.17. Mapa de reflectividad donde se resalta la llanura abisal con los principales elementos fisiográficos: (1) Espolón de Ortegal. (2) Cuenca Interior. (3) Bancos estructurales. (4) Alto de Charcot. (5) Alto de A Coruña. (6) Alto de Finisterre. (7) Theta Gap. (8) Llanura Abisal de Vizcaya. (9) Llanura Abisal de Iberia. Los números romanos se corresponden a las áreas de muy baja reflectividad descritas en el texto.

---

## *Capítulo 4. Análisis de estratigrafía sísmica*





## 4. Análisis de estratigrafía sísmica

Este capítulo aborda el estudio de la estratigrafía sísmica que caracteriza al margen continental y llanuras abisales del norte de Iberia mediante el reconocimiento y correlación, con otros trabajos llevados a cabo en la zona, de las diferentes unidades sísmicas, lo que permitirá establecer el encuadre cronológico teórico de las mismas y poder así contribuir a reconstruir la historia geológica del margen y cuenca oceánica.

El análisis estratigráfico se ha realizado a partir del estudio de los perfiles sísmicos de media resolución mediante el sistema *Airgun*, obtenidos en 2011 durante la campaña Contouriber-2, de alta resolución con el sistema *Sparker*, adquiridos en 2009 en la campaña Belgica 09/14, y de muy alta resolución mediante la sonda paramétrica TOPAS, obtenidos durante las campañas de la ZEEE (desde 2003 hasta 2009).

Se han distinguido cuatro discontinuidades sísmicas mayores (D4, D3, D2 y D1 de más antigua a más moderna) que marcan los límites de las cinco unidades sísmicas que constituyen el relleno sedimentario de la zona de estudio y que han sido denominadas, de la más antigua a la más moderna, U5, U4, U3, U2 y U1 y que se apoyan sobre el basamento acústico (Tabla 4.1). El análisis detallado de estas unidades ha permitido distinguir cinco subunidades de menor escala dentro de la unidad U1 que se han denominado, de la más antigua a la más moderna, U1<sub>E</sub>, U1<sub>D</sub>, U1<sub>C</sub>, U1<sub>B</sub> y U1<sub>A</sub> (Tabla 4.1) y que están limitadas por cuatro discontinuidades sísmicas, que, de más antigua a más moderna, se han denominado D<sub>d</sub>, D<sub>c</sub>, D<sub>b</sub> y D<sub>a</sub> (Tabla 4.1).

Como en capítulos anteriores, se va a diferenciar entre talud continental y llanuras abisales para la descripción de las unidades sísmicas de la zona de estudio.

### 4.1. TALUD CONTINENTAL

A partir del análisis de estratigrafía sísmica llevado a cabo en el registro sedimentario del talud continental de la zona de estudio, se han diferenciado cinco unidades sísmicas principales que, de la más antigua a la más reciente, son U5, U4, U3, U2 y U1. A continuación se van a describir estas unidades en función de sus límites, geometría, facies sísmicas y distribución espacial en los diferentes perfiles sísmicos. La calidad de los perfiles sísmicos en el talud continental del sector estudiado en este trabajo obliga a que el análisis de la estratigrafía sísmica se tenga que restringir a las plataformas marginales de Ortegá, Pardo Bazán y Castro.

NOMENCLATURA UNIDADES SÍSMICAS		
Sísmica de media resolución <i>Airgun</i>	Sísmica de alta resolución <i>Sparker</i>	Sísmica de muy alta resolución <i>TOPAS</i>
UNIDADES		SUBUNIDADES
U1	D1	U1A
		U1B
		U1C
		U1D
		U1E
U2	D2	
U3	D3	
U4		
U5	D4	

Tabla 4.1. Tabla que resume la nomenclatura utilizada para las unidades sísmicas diferenciadas en el registro sedimentario estudiado en este trabajo, así como las discontinuidades que las limitan.

#### 4.1.1. Unidad U5

Por la profundidad a la que se encuentra la unidad U5 dentro del relleno sedimentario, únicamente ha podido identificarse a partir de los perfiles de *Airgun* de media resolución y de *Sparker* de alta resolución con mayor penetración. No está clara su base en las plataformas de Pardo Bazán y Castro (Fig. 4.2), si bien, en las zonas donde sí se ha podido describir, esta unidad está limitada en su parte inferior por el techo del basamento y a techo por una superficie de alta reflectividad denominada D4 (Fig. 4.2 y 4.3).

Sísmicamente, en la Plataforma de Ortegá esta unidad se caracteriza por presentar una configuración de sus reflectores ondulada o *hummocky* hacia el noroeste y facies estratificadas hacia el sureste, donde se observan reflectores subparalelos con terminación en *toplap* y truncación erosiva respecto al límite superior (Fig. 4.2 y 4.3).

Debido a que el límite inferior de esta unidad no ha podido determinarse con seguridad en la mayor parte de los perfiles analizados no ha sido posible realizar un mapa de isopacas que nos permitiera establecer las variaciones de espesor de la misma en el sector estudiado.

#### 4.1.2. Unidad U4

La unidad U4 está limitada en su base por la discontinuidad D4 y a techo por una superficie reflectiva que localmente en el extremo norte de la Plataforma de Pardo Bazán presenta carácter erosivo con una configuración ondulada, denominada D3 (Fig. 4.2, 4.3 y 4.4).

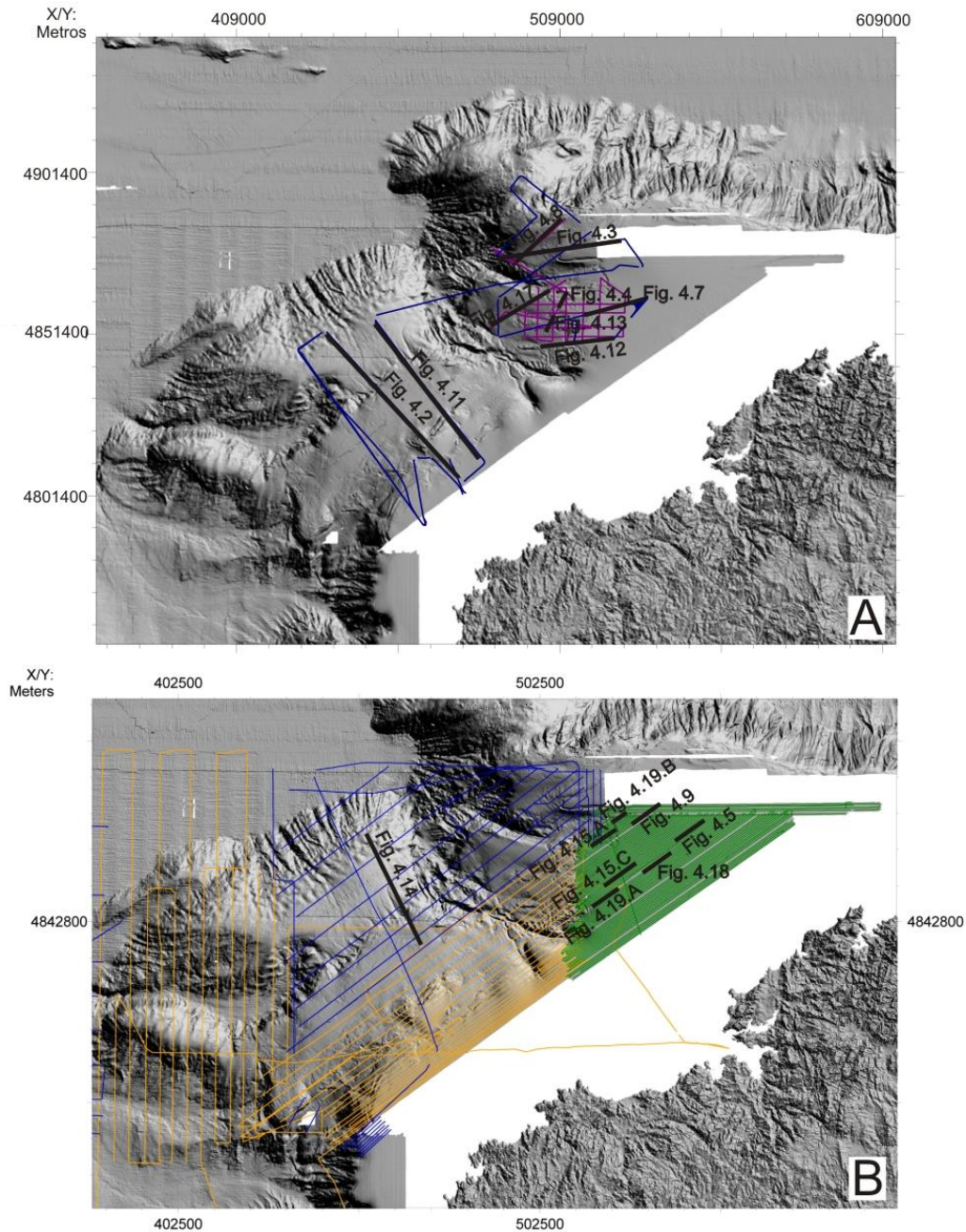


Figura 4.1. A) Localización de las líneas realizadas durante las campañas Contouriber II (líneas azules) y Belgica (líneas moradas). B) Localización de las líneas realizadas durante las campañas ZEEE 2003 (líneas amarillas), ZEEE 2007 (líneas azules) y ZEEE 2006 (líneas verdes). En negro se señalan la localización de los perfiles sísmicos que se mostrarán en figuras posteriores.

Según los perfiles de media resolución, esta unidad en la Plataforma de Castro se caracteriza por presentar facies estratificadas de alta continuidad lateral con terminación en *onlap* hacia el noroeste y divergente hacia el sureste (Fig. 4.2). En la Plataforma de Pardo Bazán esta unidad se caracteriza por facies estratificadas con reflectores ondulados subparalelos que terminan en truncación erosiva respecto al límite superior hacia el noroeste y en *onlap* hacia el sureste (Fig. 4.2). En el extremo norte de esta plataforma se observan facies transparentes hacia el noreste (Fig. 4.3.B).



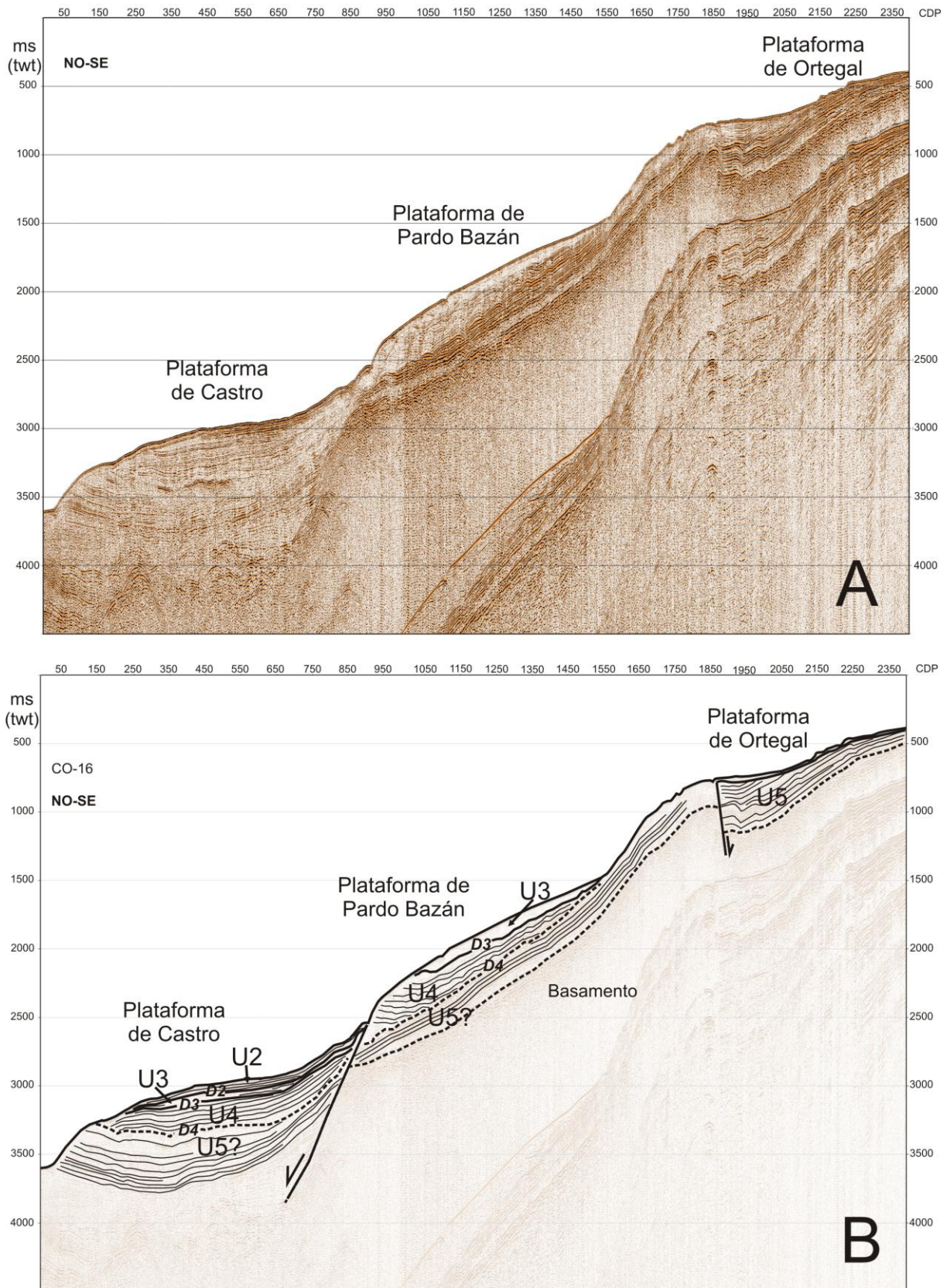


Figura 4.2. A) Ejemplo de perfil sísmico de Airgun obtenido durante la campaña Contouriber-2. Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.



En la Plataforma de Ortegá esta unidad U4 se caracteriza por presentar facies estratificadas de alta continuidad lateral y terminación en truncación erosiva respecto al límite superior en el extremo meridional y en *onlap* con respecto al límite inferior hacia el norte de esta plataforma (Fig. 4.3.C). La geometría de esta unidad en las plataformas de Castro y Pardo Bazán es en cuña y en la Plataforma de Ortegá lenticular.

Esta unidad sísmica U4 en los perfiles *Sparker* de alta resolución muestra, en el extremo norte de la Plataforma de Pardo Bazán, un predominio de facies transparentes hacia el noreste, mientras que en la Plataforma de Ortegá se caracteriza por una terminación en *onlap* de los reflectores con respecto al límite inferior (Fig. 4.4).

Según los perfiles TOPAS de muy alta resolución, internamente, esta unidad está formada mayoritariamente por facies semitransparentes donde se observan, localmente en la parte oriental de la Plataforma de Ortegá, reflectores aislados de baja amplitud acústica y con una terminación en *onlap* hacia el este (Fig. 4.5). La geometría de la unidad 4 presenta un acunamiento en dirección noreste.

El mapa de isopacas de la unidad sísmica U4 muestra que los espesores de esta unidad varían entre 0 y 340 ms (Fig. 4.6). La distribución de espesores de la unidad indica que ésta aumenta de espesor en las zonas distales de las plataformas de Castro, Pardo Bazán y Ortegá. La ausencia de esta unidad en algunas zonas del margen se debe a que el límite inferior de esta unidad no ha quedado registrado por lo que no ha sido posible precisar su espesor.

El máximo espesor, 340 ms, se localiza en la zona distal del sector noreste de la Plataforma de Pardo Bazán con una orientación NE-SO (Fig. 4.6.a). Se observan otros dos depocentros de 300 y 260 ms, denominados b y c, respectivamente, y una orientación NE-SO, también localizados en la Plataforma de Castro y en el sector suroeste de la Plataforma de Pardo Bazán, respectivamente (Fig. 4.6.b y c). En la Plataforma de Ortegá se observan mayores espesores en la parte distal del sector noreste de esta plataforma, con dirección E-O, y en el proximal con orientación NE-SO (Fig. 4.6.d y e).

#### 4.1.3. Unidad U3

La unidad sísmica U3 está limitada en la base por la discontinuidad D3 y a techo por una superficie de reflectividad relativamente alta, denominada D2 (Fig. 4.7). Esta unidad se identifica en la zona de las plataformas de Ortegá, Pardo Bazán y Castro.

Sísmicamente, en los perfiles de media resolución, la unidad U3 está caracterizada por presentar en las plataformas de Castro y Pardo Bazán facies semitransparentes (Fig. 4.2 y 4.3.A), mientras que en la Plataforma de Ortegá la U3 presenta facies estratificadas con buena continuidad lateral y levemente deformada. La terminación de los reflectores hacia el este es concordante y hacia el oeste en *onlap* con respecto al límite inferior en el extremo meridional y en truncación erosiva con respecto al superior en el extremo septentrional (Fig. 4.3.B y 4.7).

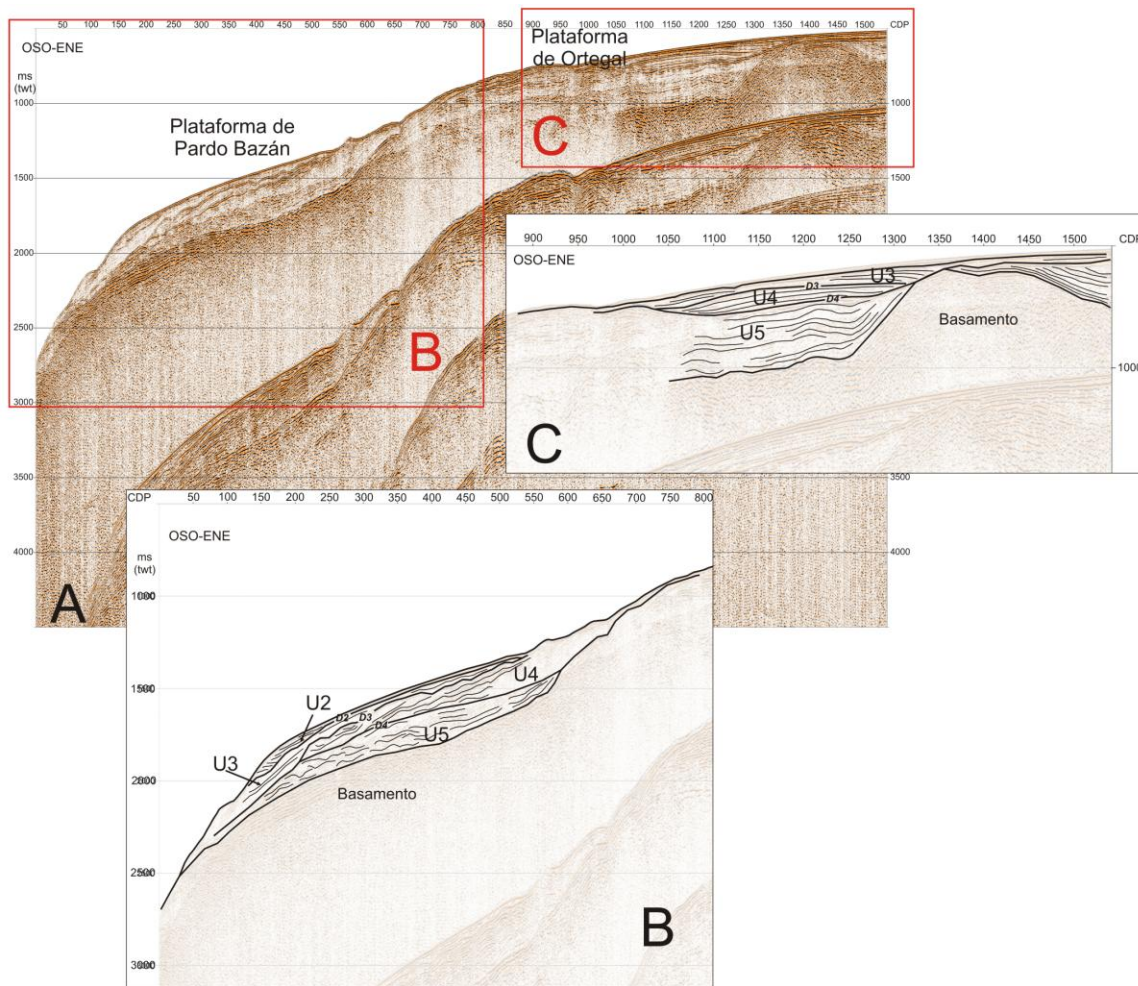


Figura 4.3. A) Ejemplo de perfil sísmico de Airgun obtenido durante la campaña Contouriber-2. Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Interpretación del perfil sísmico en el sector de la Plataforma de Pardo Bazán donde se señala las unidades sísmicas y las discontinuidades diferenciadas. C) Interpretación del perfil sísmico en el sector de la Plataforma de Ortegá donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.

En los perfiles de alta resolución esta unidad se caracteriza en la Plataforma de Pardo Bazán por presentar facies semitransparentes donde se observan localmente reflectores aislados con terminación en truncación erosiva con respecto al límite superior (Fig. 4.8). En la Plataforma de Ortegá, esta unidad se caracteriza por presentar facies semitransparentes con algunos reflectores con terminación en *onlap* con respecto al límite inferior, que en este caso lo constituye el techo del basamento acústico (Fig. 4.4).

Los perfiles de muy alta resolución TOPAS en la Plataforma de Ortegá muestran como esta unidad U3 presenta facies semitransparentes que pasan hacia el oeste a facies estratificadas de amplitud acústica y continuidad lateral media-baja y configuración divergente. Localmente, se observan reflectores paralelos y ondulados, afectados por fallas y por el escape de fluidos, truncando con el límite superior hacia el oeste (Fig. 4.9). En general presenta una morfología tabular.

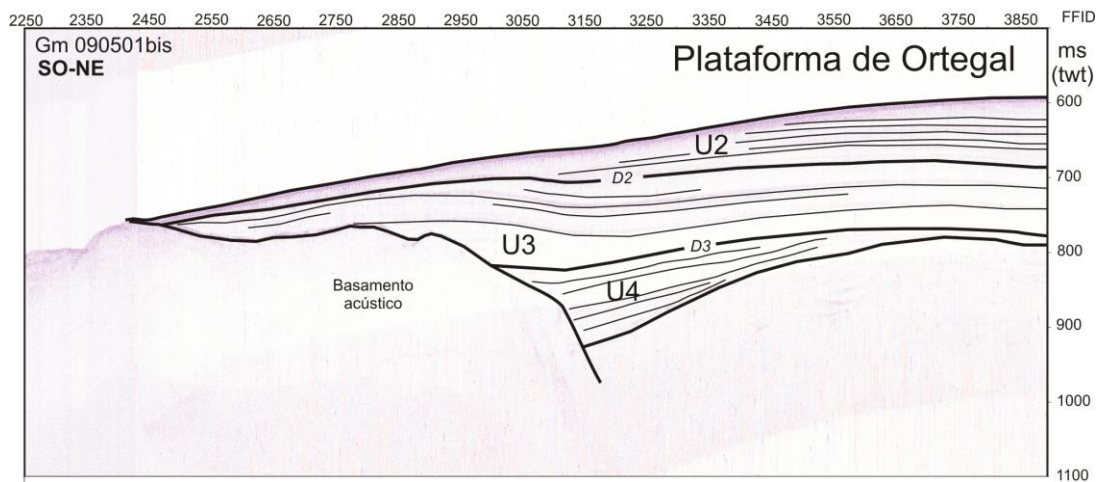


Figura 4.4. Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución Sparker obtenido durante la campaña Belgica (modificado de Verreydt, 2011). Ver localización en la Fig. 4.1.A.

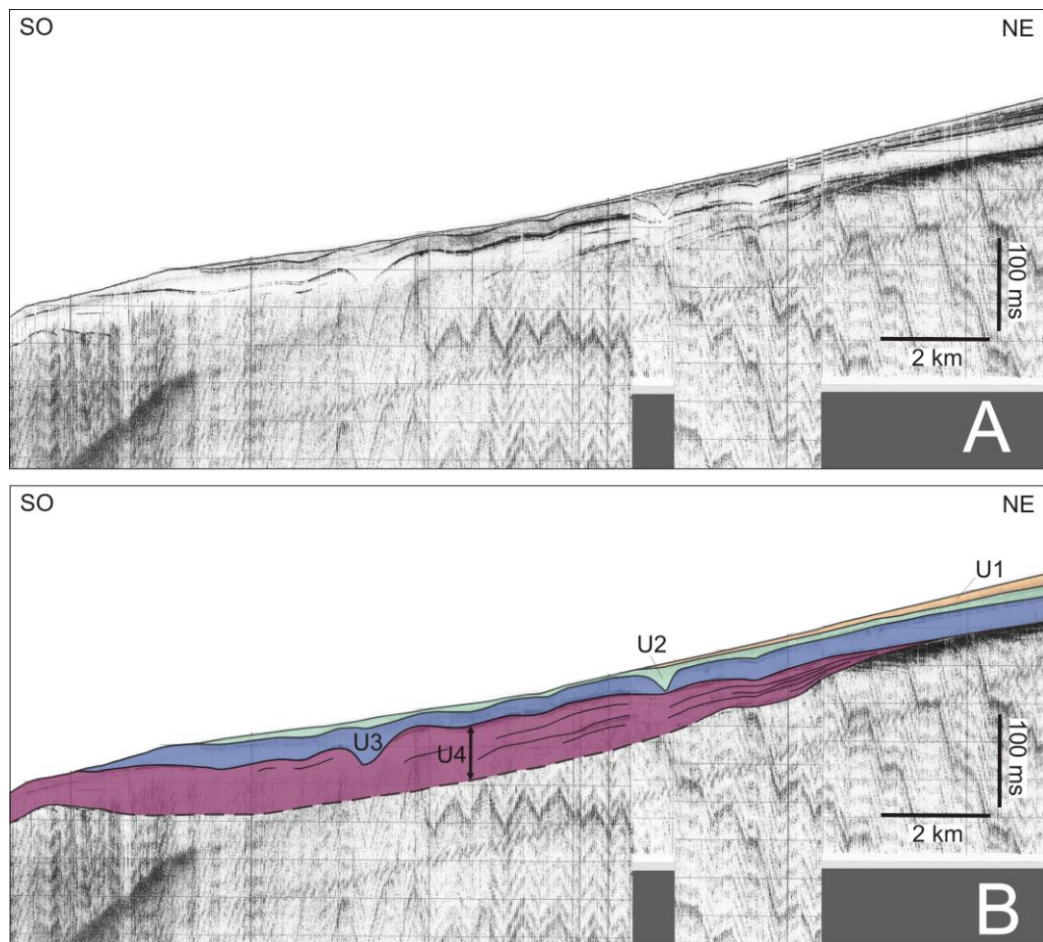


Figura 4.5. A) Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución TOPAS obtenido durante la campaña ZEEE2006. B) Interpretación del perfil sísmico donde se señala las unidades y discontinuidades diferenciadas. Ver localización en Fig. 4.1.B.



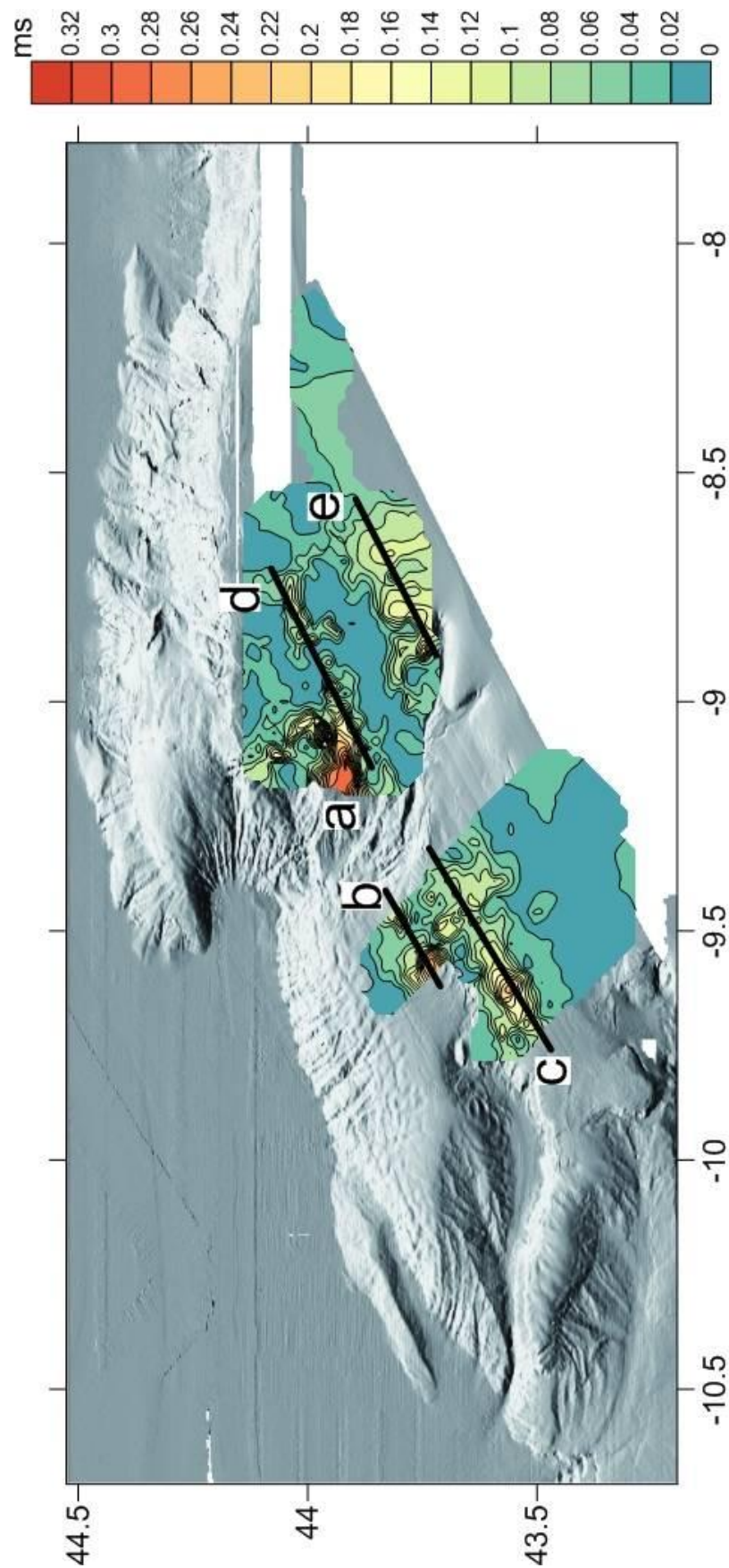


Figura 4.6. Mapa de isopacas de la unidad U4 en el talud continental de la zona de estudio y distribución de los depocentros (a, b, c, d y e).

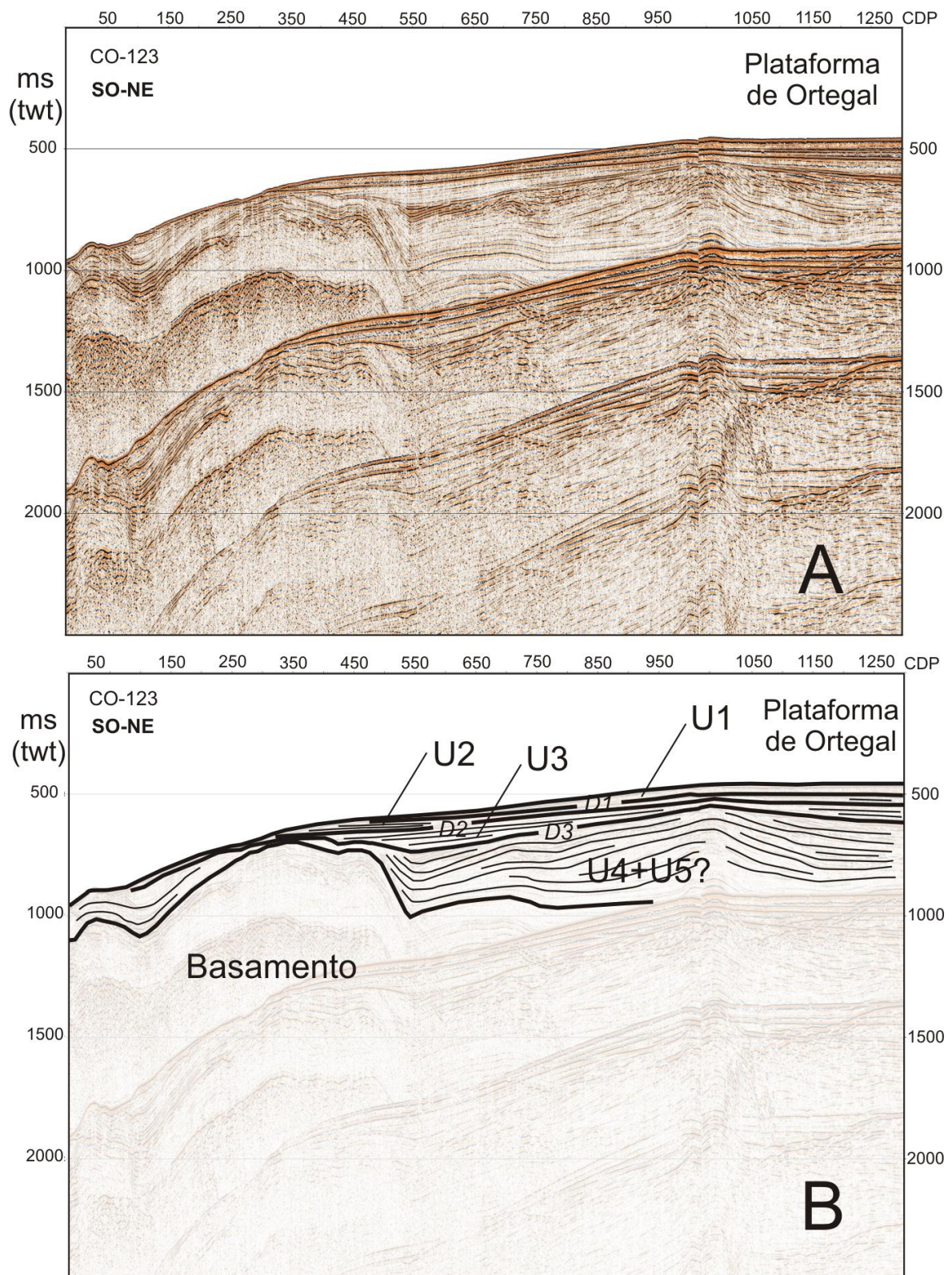


Figura 4.7. A) Ejemplo de perfil sísmico de Airgun obtenido durante la campaña Contouriber-2. Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.



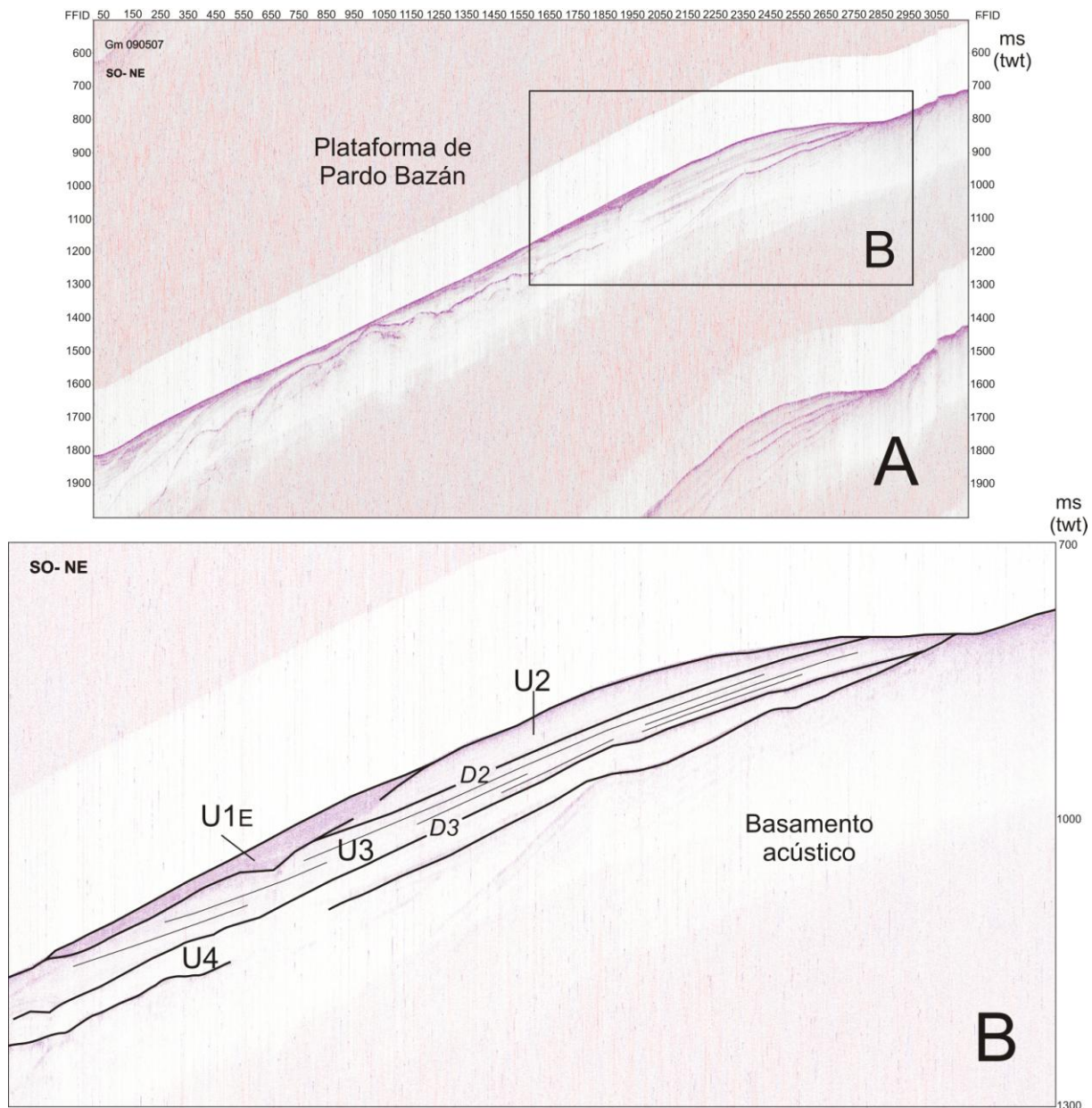


Figura 4.8. A) Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución Sparker obtenido durante la campaña Belgica (modificado de Verreydt, 2011). Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Detalle del perfil sísmico A donde se interpretan las unidades y discontinuidades diferenciadas en este estudio.

La distribución de espesores de la unidad 3 permite diferenciar varias zonas de valores altos de espesor (Fig. 4.10). En el sector norte de la Plataforma de Ortegá se observan dos depocentros de dirección NE-SO en su zona proximal y distal (Fig. 4.10.a y b) y un depocentro de espesor máximo con valor de 320 ms y orientación NO-SE (Fig. 4.10.c). En el borde de la Plataforma de Pardo Bazán, existe un segundo depocentro entorno los 260 ms de espesor y orientación N-S (Fig. 4.10.d).

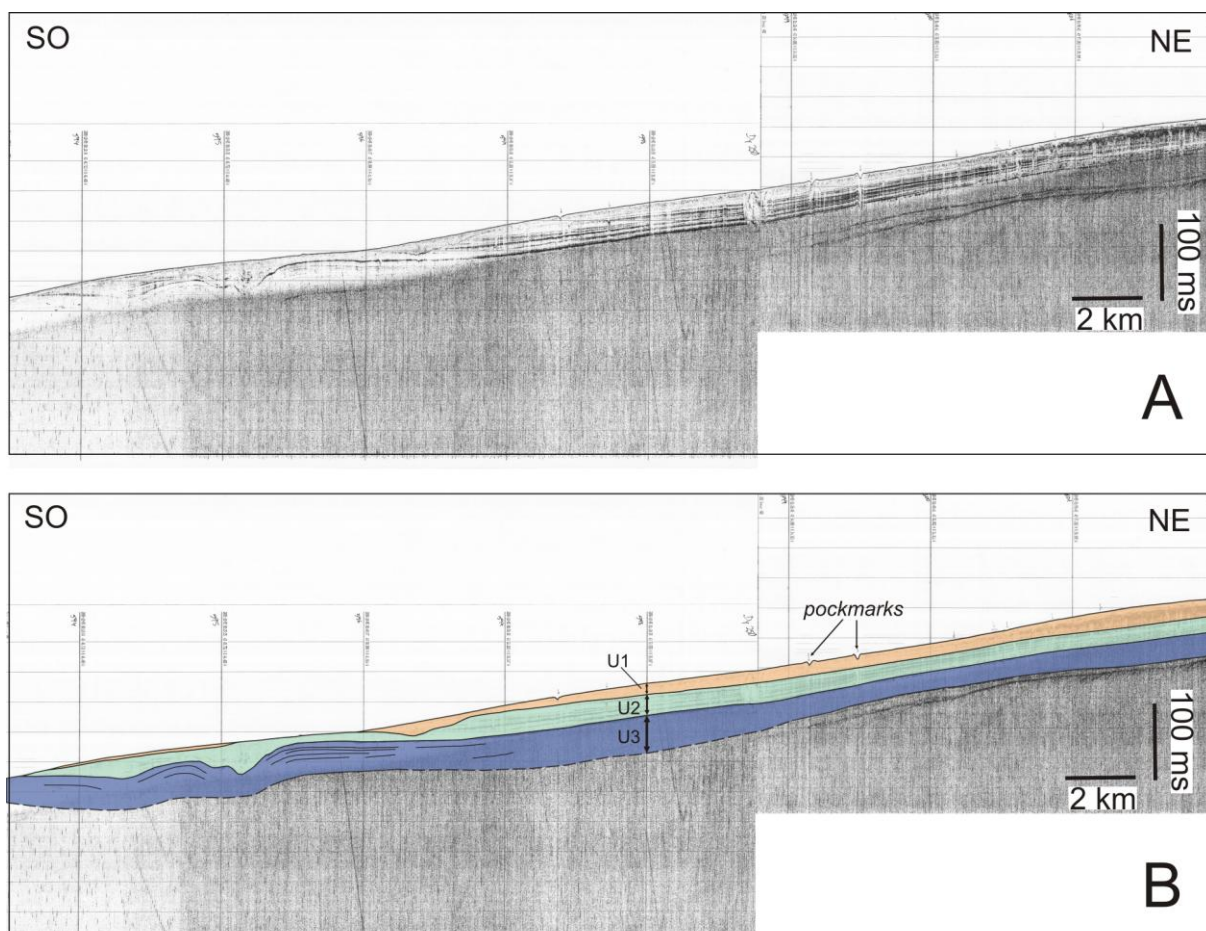


Figura 4.9. A) Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución TOPAS obtenido durante la campaña ZEEE2006. B) Interpretación del perfil sísmico en el sector de la Plataforma de Ortegá donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.

#### 4.1.4. Unidad U2

La unidad U2 está limitada en su base por la discontinuidad D2 y a techo por la discontinuidad D1 (Fig. 4.11 y 4.12). Se trata de una superficie de reflectividad alta que constituye una superficie de erosión en el extremo norte de las plataformas de Castro y Pardo Bazán y en la parte más occidental de la Plataforma de Ortegá, y que lateralmente pasa a ser concordante hacia el sur y este de estas plataformas, respectivamente.

En los perfiles de media resolución se observa como en las plataformas de Castro, Pardo Bazán y en el extremo meridional de la Plataforma de Ortegá esta unidad se caracteriza por el predominio de facies estratificadas de alta continuidad lateral donde los reflectores presentan una configuración paralela con terminación en truncación erosiva hacia el oeste y en *downlap* hacia el este (Fig. 4.11 y 4.12).

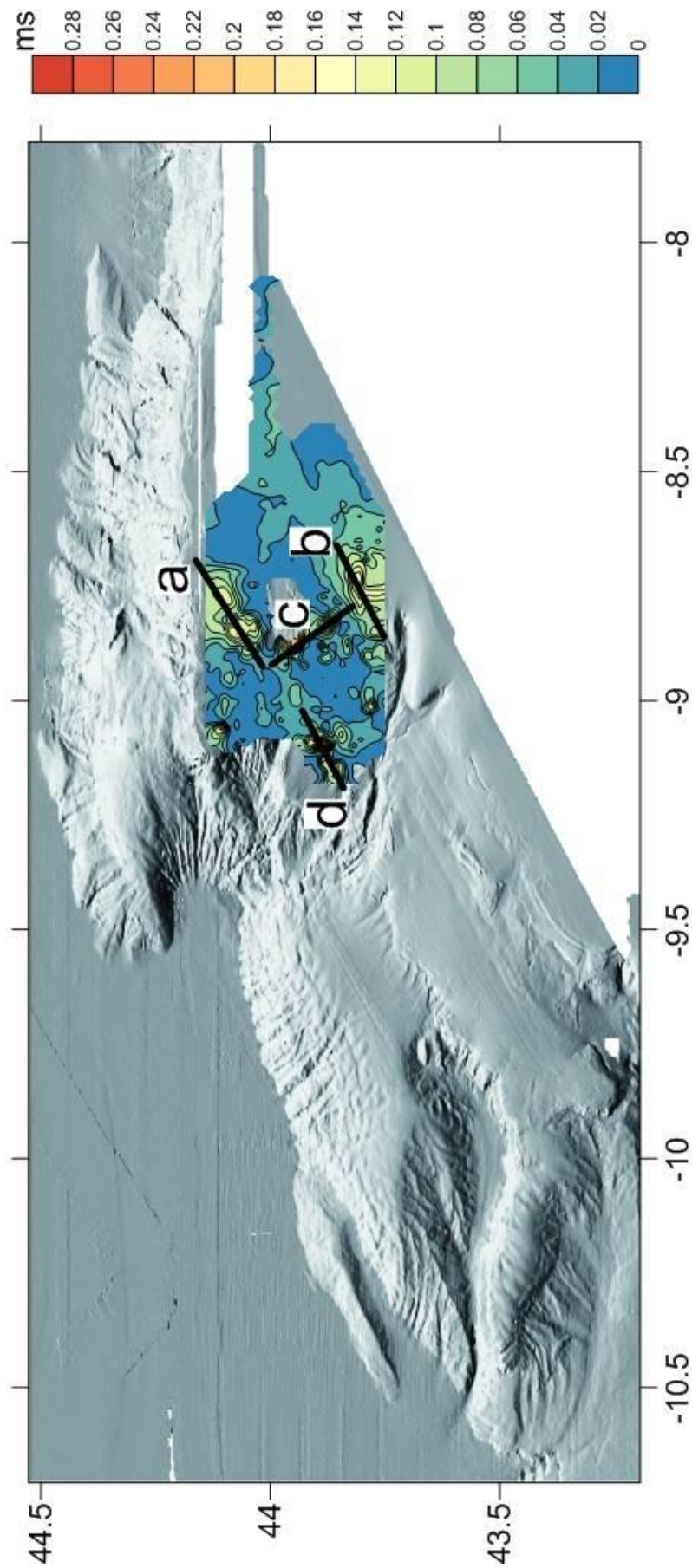


Figura 4.10. Mapa de isopacas de la unidad U3 en el talud continental de la zona de estudio y distribución de los depocentros (a, b, c y d).



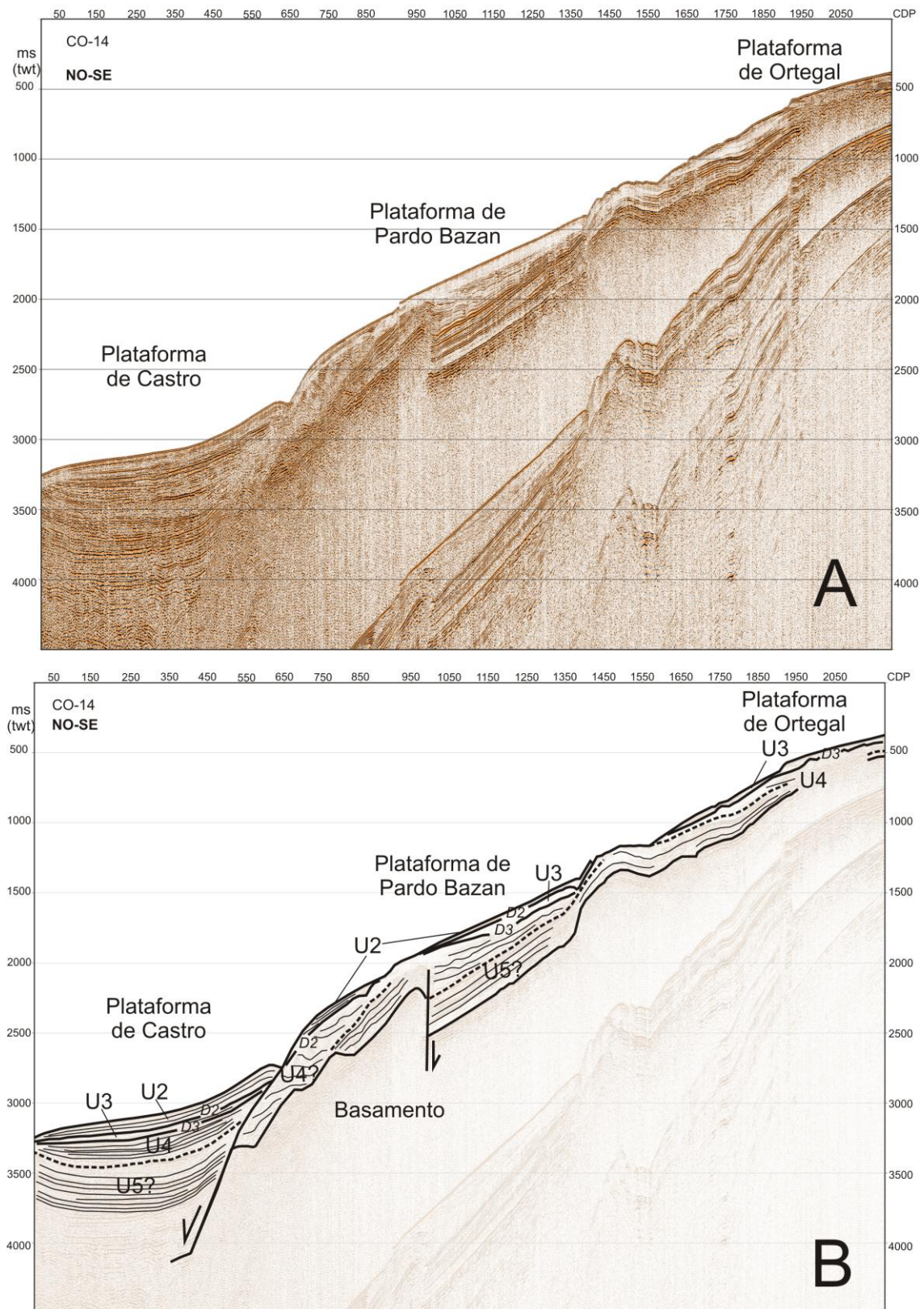


Figura 4.11. A) Ejemplo de perfil sísmico de Airgun obtenido durante la campaña Contouriber-2. Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Interpretación del perfil sísmico donde se señalan las unidades sísmicas y las discontinuidades diferenciadas en este estudio.

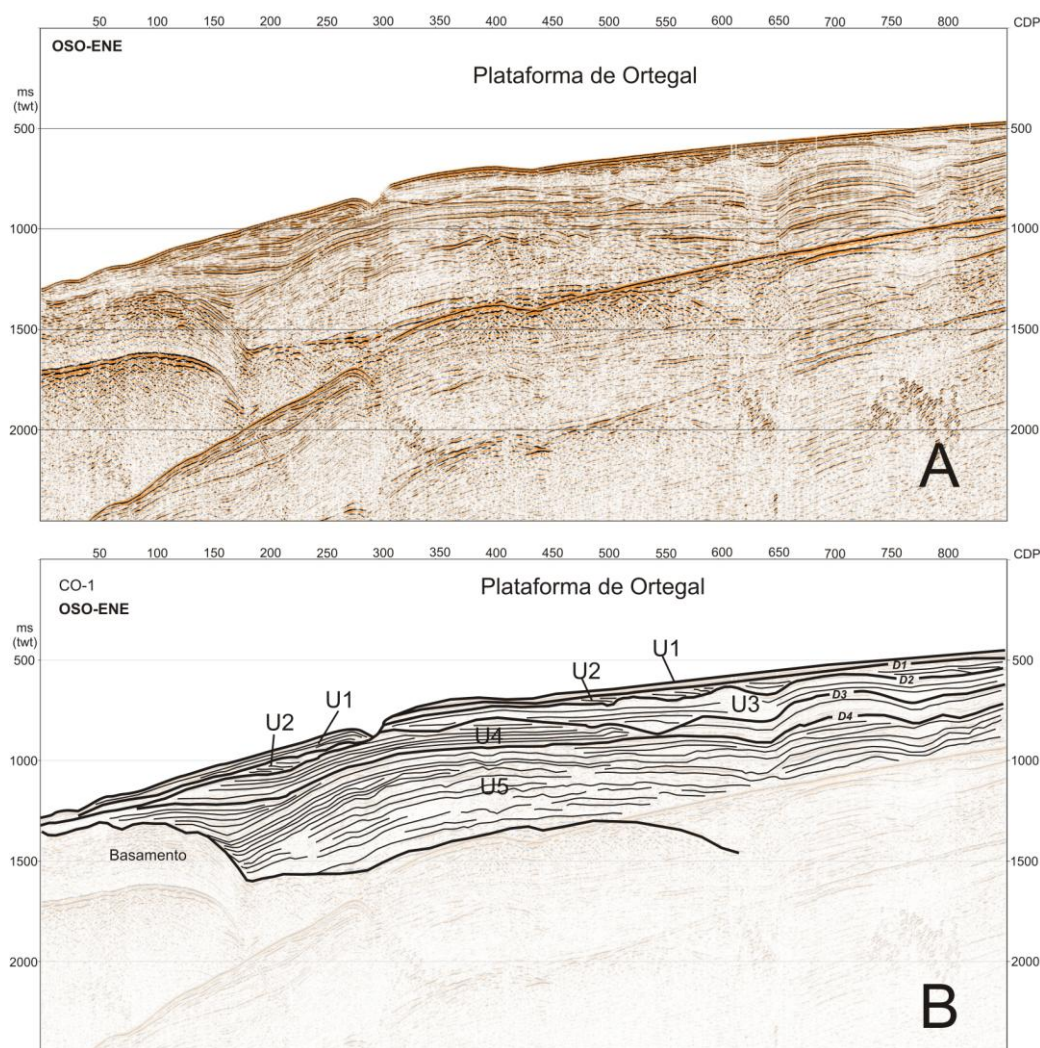


Figura 4.12. A) Ejemplo de perfil sísmico de Airgun obtenido durante la campaña Contouriber-2. Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.

Según los perfiles sísmicos de alta resolución *Sparker*, localizados en la Plataforma de Pardo Bazán, esta unidad está formada por facies transparentes (Fig. 4.4). En la parte central de la Plataforma de Ortegalete esta unidad se caracteriza por presentar facies semitransparentes y reflectores paralelos truncados por el actual fondo marino al oeste (Fig. 4.4). En la parte occidental de esta plataforma esta unidad U2 presenta facies estratificadas con una configuración paralela de los reflectores hacia el oeste y hacia el este pasan a ser transparentes (Fig. 4.13).

En las plataformas de Castro y Pardo Bazán los perfiles sísmicos de muy alta resolución muestran como hacia la base esta unidad sísmica se caracteriza por presentar facies transparentes, mientras que hacia techo las facies predominantes son las caracterizadas por reflectores de mayor continuidad lateral y media reflectividad. La terminación de los reflectores es de truncación erosiva con respecto al límite superior hacia el oeste y en *onlap* con respecto al inferior hacia el este (Fig. 4.14). En general presenta una morfología tabular.



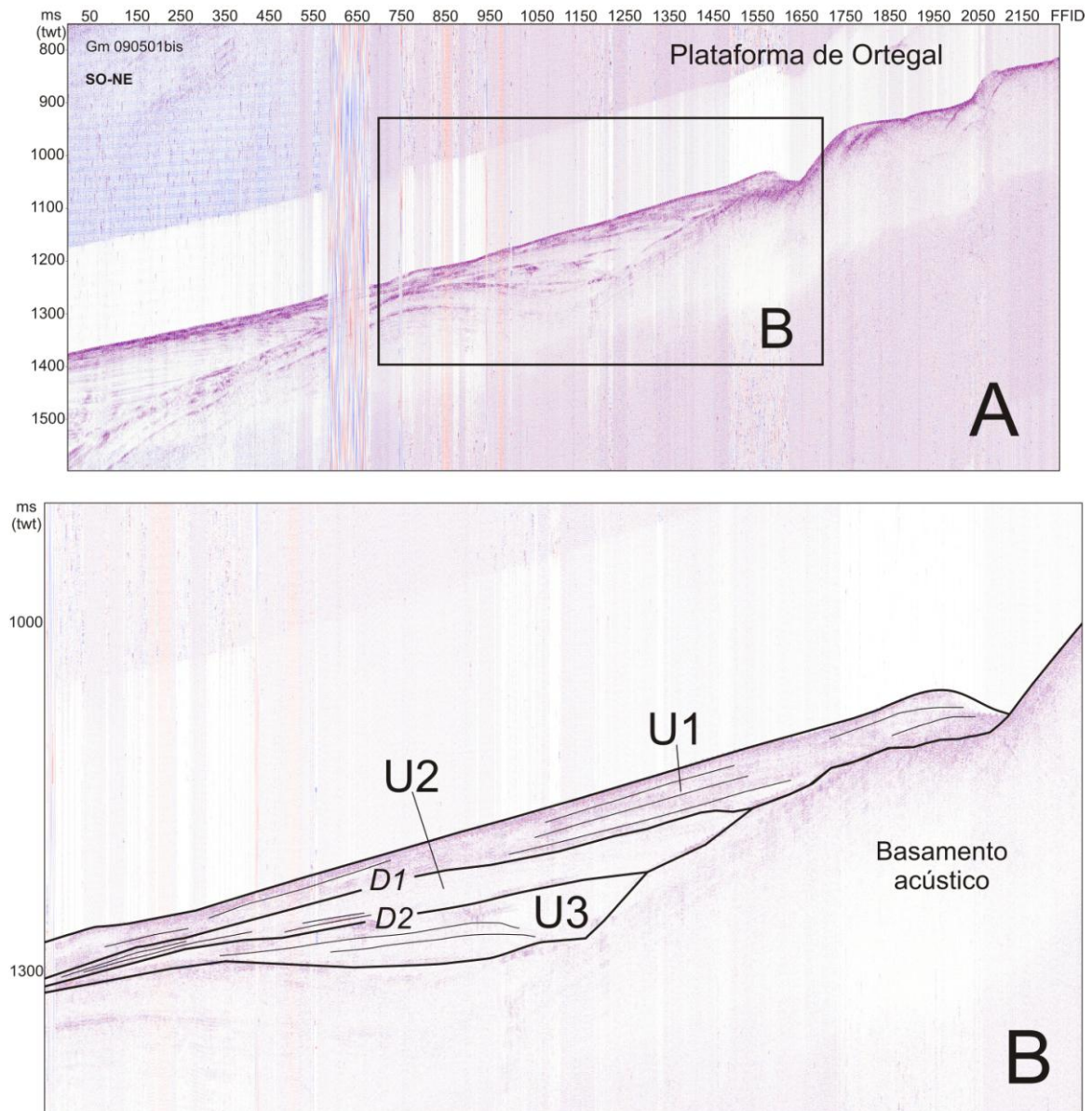


Figura 4.13. A) Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución Sparker obtenido durante la campaña Belgica (modificado de Verreydt, 2011). Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Detalle del perfil sísmico A donde se interpretan las unidades y discontinuidades diferenciadas en este estudio.

En la Plataforma de Ortegá, según los perfiles sísmicos de muy alta resolución TOPAS, la unidad U2 se caracteriza por el predominio de facies estratificadas caracterizadas por reflectores de alta amplitud acústica y continuidad lateral. Esta unidad sísmica presenta una configuración paralela y ondulada presentando una terminación de los reflectores de truncación erosiva con respecto al límite superior hacia el oeste y en *onlap* respecto al límite inferior hacia el este (Fig. 4.15.A). Hacia la zona más occidental de esta plataforma la configuración de los reflectores pasa a ser progradante sigmoidal con una disposición paralela o subparalela de los reflectores y unas terminaciones de los mismos generalmente en concordancia y en *downlap* respecto al límite inferior (Fig. 4.15.B). La geometría de esta unidad presenta un acuñamiento en dirección noroeste.

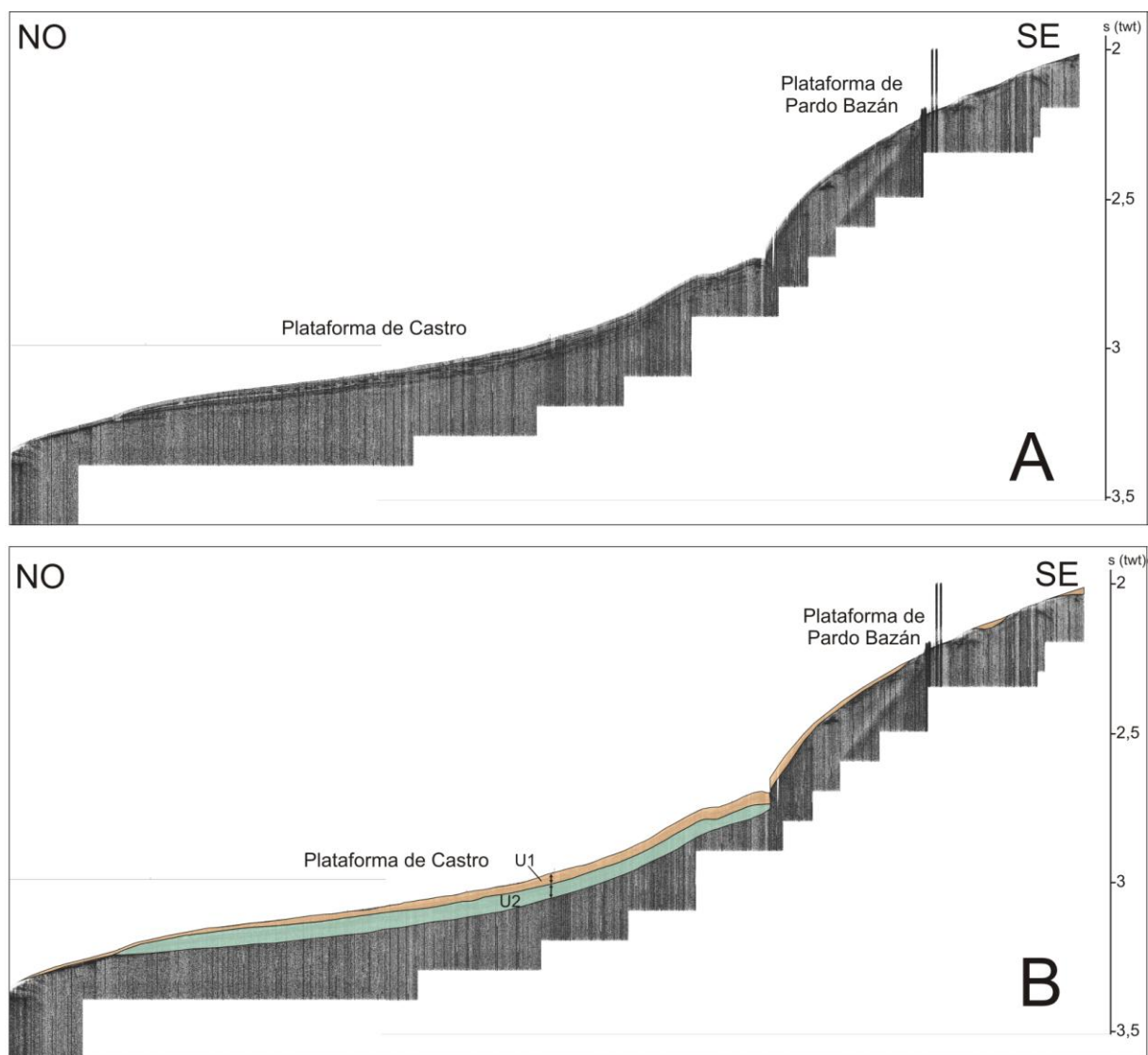


Figura 4.14. A) Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución TOPAS obtenido durante la campaña ZEEE2007. Ver localización en Fig. 4.1.B. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.

Esta unidad sísmica se distribuye por el talud continental mostrando un espesor que varía desde 0 hasta 150 ms (Fig. 4.16). Los principales depocentros se localizan en la parte occidental del sector septentrional de la Plataforma de Ortegal, con valor máximo de 150 ms y orientación NNO-SSE (Fig. 4.16.a), y en su zona proximal con dirección NE-SO (Fig. 4.16.b). En la Plataforma de Castro se observa un depocentro con valor máximo de 90 ms y orientación NE-SO (Fig. 4.16.c).

#### 4.1.5. Unidad U1

La unidad U1 está limitada en su base por la discontinuidad D1 mientras que el límite a techo lo constituye la actual superficie del fondo marino que se caracteriza por ser una superficie de erosión y alta amplitud.

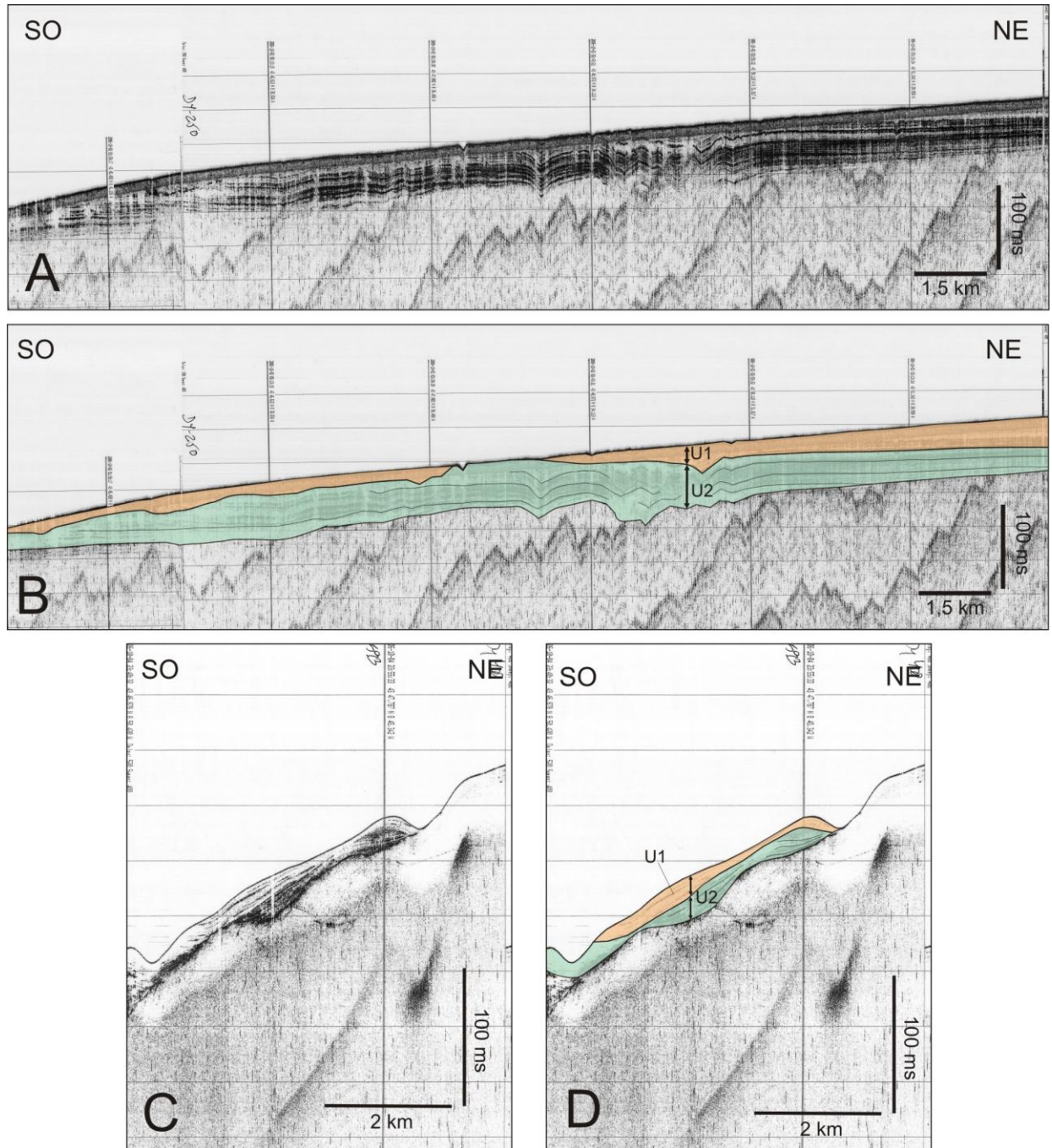


Figura 4.15. Ejemplos de perfiles sísmicos de alta resolución TOPAS obtenido durante la campaña ZEEE2006 (A y C) e interpretación de los perfiles sísmicos donde se indican las unidades y discontinuidades diferenciadas en este estudio (B y D). Ver localización en Fig. 4.1.B.

En los perfiles sísmicos de media resolución, localizados en la Plataforma de Ortegál, esta unidad se caracteriza por presentar facies transparentes hacia el noreste, mientras que hacia el sureste predominan las facies estratificadas con una configuración progradante de los reflectores hacia el noreste y una terminación en *downlap* con respecto al límite inferior (Fig. 4.12).



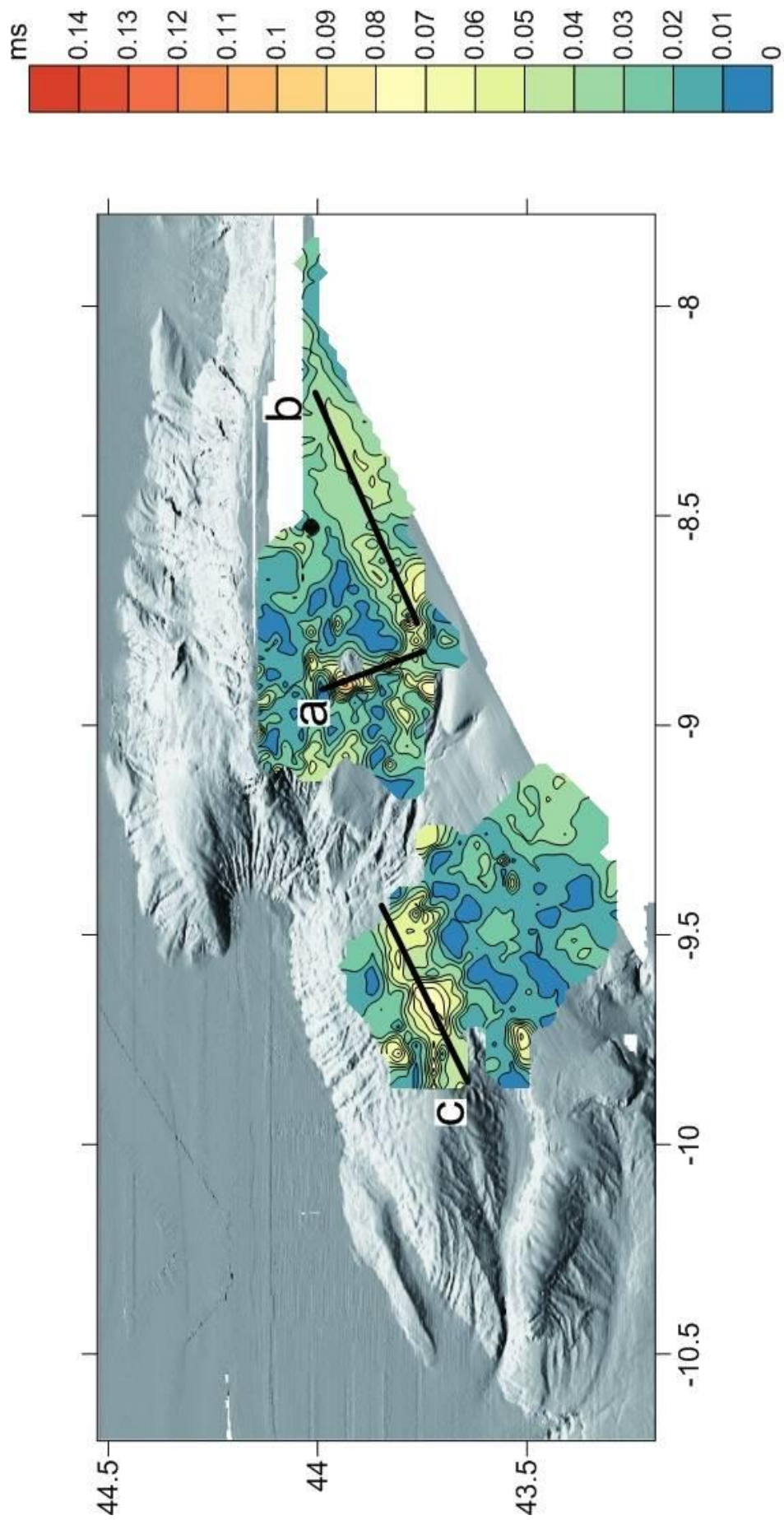


Figura 4.16. Mapa de isopacas de la unidad U2 en el talud continental de la zona de estudio y distribución de los depocentros (a,b y c).

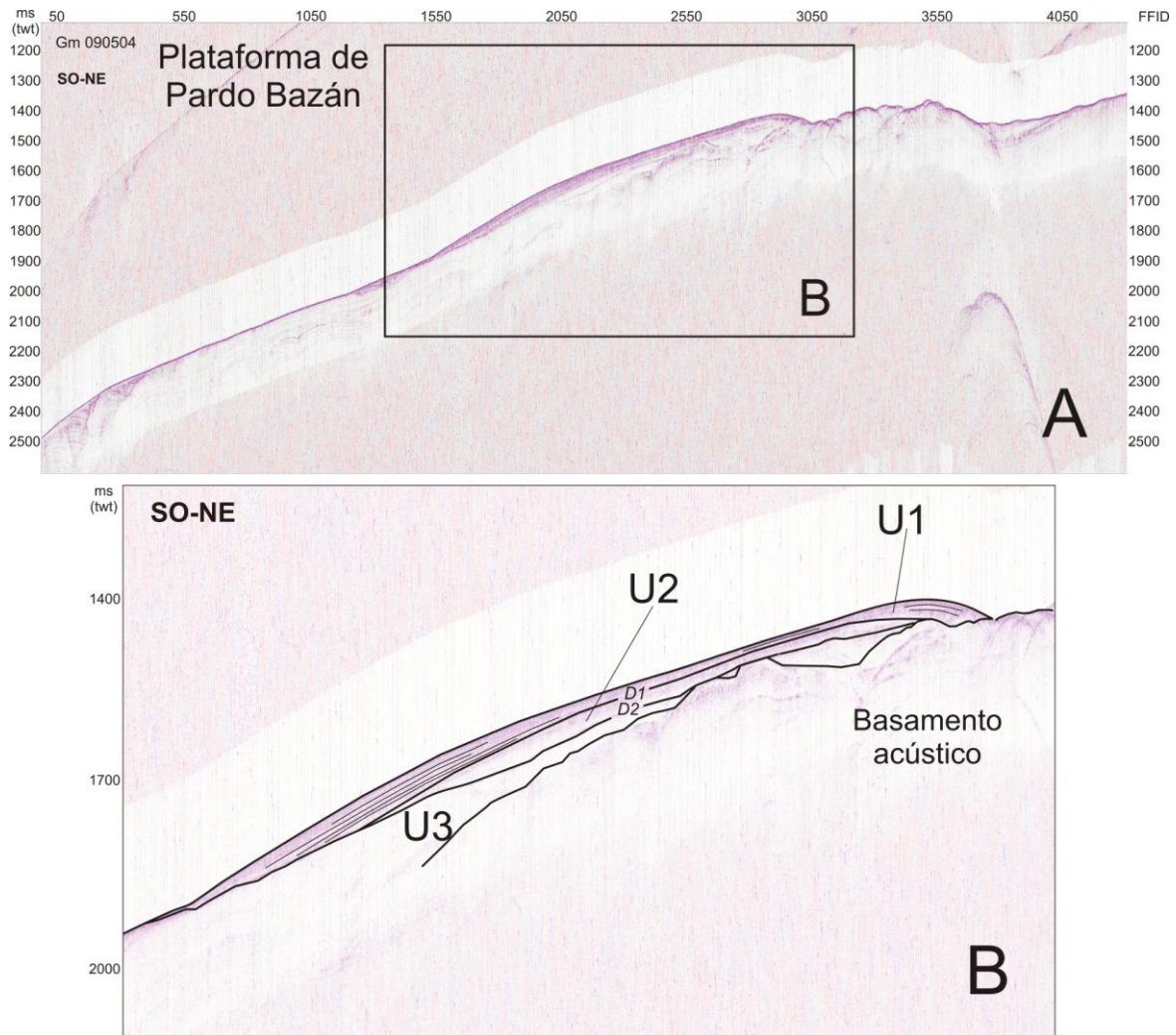


Figura 4.17. A) Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución Sparker obtenido durante la campaña Belgica (modificado de Verreydt, 2011). Ver localización en la Fig. 4.1.A. B) Detalle del perfil sísmico A donde se interpretan las unidades sísmicas y las discontinuidades diferenciadas en este estudio.

Según los perfiles de alta resolución Sparker esta unidad, tanto en la Plataforma de Pardo Bazán como en la de Ortegá, presenta facies estratificadas de alta continuidad lateral y alta amplitud acústica. Los reflectores presentan una configuración paralela y terminación en *downlap* con respecto al límite inferior progradando hacia el noreste (Fig. 4.13 y 4.17).

A partir de los perfiles sísmicos de muy alta resolución se observa que en las plataformas de Castro y Pardo Bazán predominan las facies estratificadas caracterizadas por reflectores de alta reflectividad y continuidad lateral. En esta zona la unidad U1 se caracteriza por una configuración paralela presentando una terminación de los reflectores en *onlap* con respecto al límite inferior (Fig. 4.14).



En la zona interior de la Plataforma de Ortegá se observan, hacia base de esta unidad, facies estratificadas de alta respuesta acústica y donde los reflectores muestran una configuración que pasa de concordante a truncación erosiva (Fig. 4.18). Hacia techo se observan facies transparentes. Sin embargo, hacia el oeste de esta plataforma, las facies de esta unidad cambian. En el extremo suroeste esta unidad se caracteriza por presentar facies semitransparentes donde la configuración de los reflectores es en *downlap* con respecto al límite inferior (Fig. 4.19.A). Hacia el noroeste se observan facies transparentes (Fig. 4.19.B). Esta unidad presenta, en general, una morfología monticular.

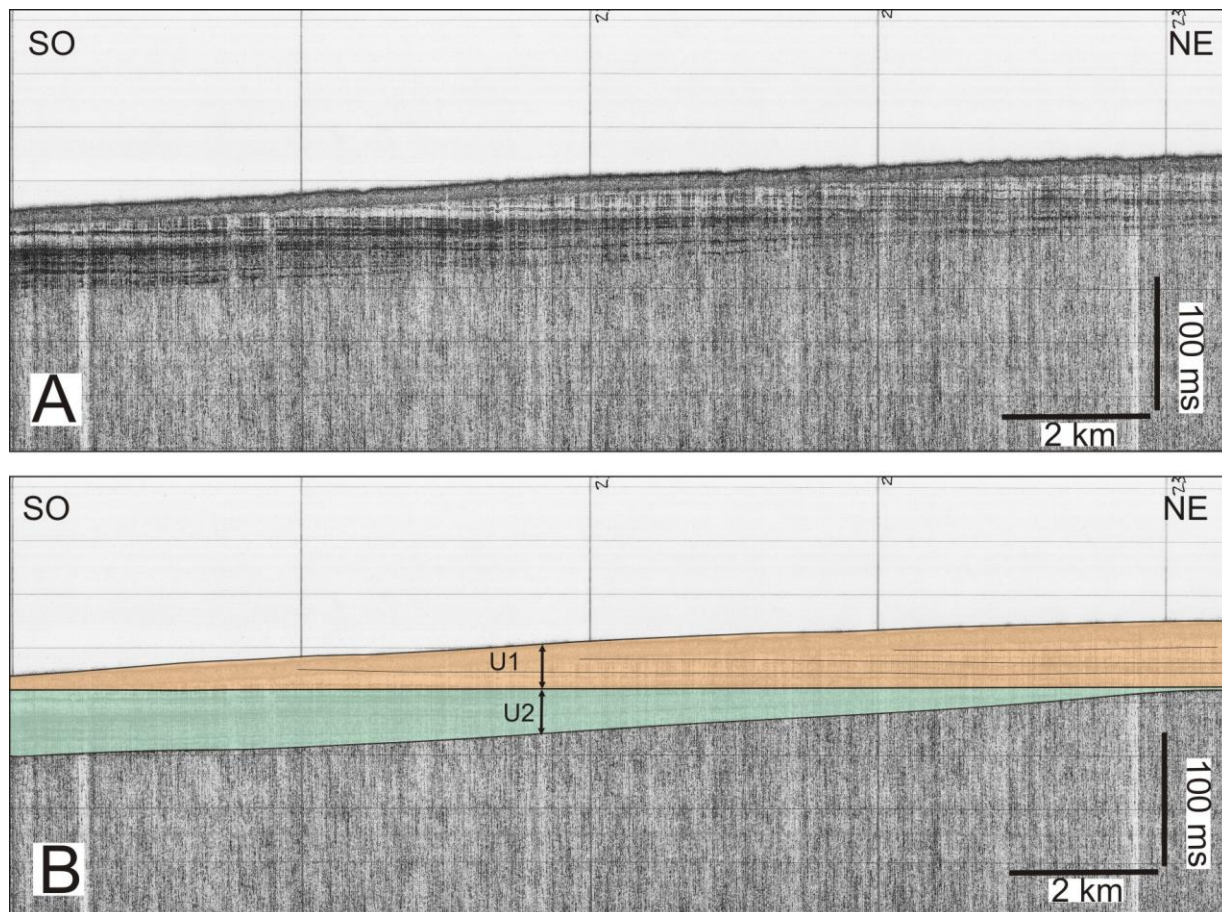


Figura 4.18. A) Ejemplo de perfil sísmico de alta resolución TOPAS obtenido durante la campaña ZEEE2006. Ver localización en Fig. 4.1.B. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.

La distribución de espesores muestra varias zonas de depocentros a lo largo de las tres plataformas estudiadas. En la Plataforma de Ortegá se localiza en la parte más occidental con una orientación predominante N-S y con valores de unos 7 ms (Fig. 4.20.a). En la Plataforma de Pardo Bazán se observa un único depocentro con orientación NO-SE y valor máximo de 8 ms (Fig. 4.20.b). En la Plataforma de Castro el valor máximo es de 8 ms y orientación NE-SO (Fig. 4.20.c).

## 4.2. LLANURA ABISAL

Se ha llevado a cabo el análisis estratigráfico de la llanura abisal de la zona de estudio diferenciando, por un lado, el sector septentrional del Margen Continental Cantábrico, dentro de la zona de estudio, mediante el estudio de cuatro perfiles sísmicos de alta resolución *Airgun*, obtenidos durante la campaña Conrouriber-2 (Fig. 4.21.A), y, por otro, el sector occidental, al norte y oeste del Banco de Galicia y la zona de las plataformas marginales, respectivamente, mediante el estudio de cinco perfiles sísmicos de muy alta resolución TOPAS, obtenidos durante las campañas de la ZEEE (Fig. 4.21.B).

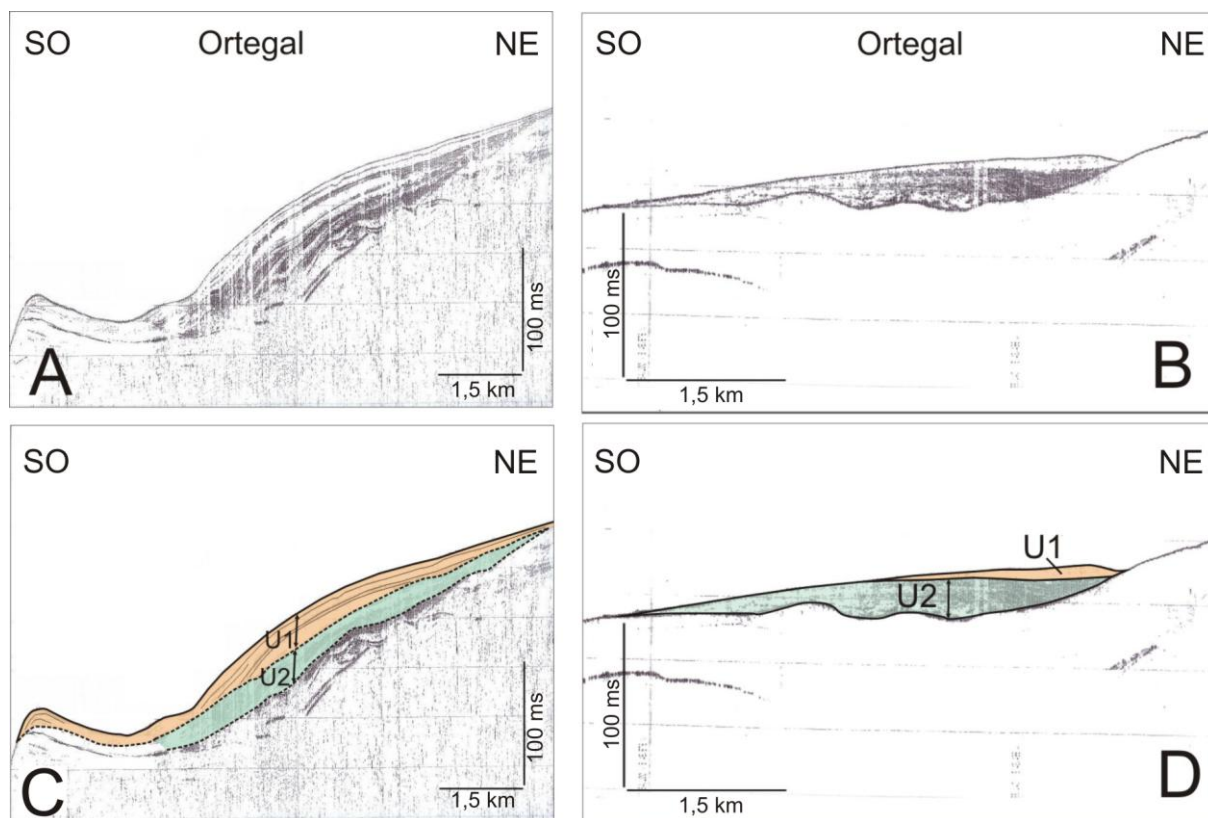


Figura 4.19. Ejemplos de perfiles sísmicos de alta resolución TOPAS obtenidos durante la campaña ZEEE2006 (A y B) e interpretación de los perfiles sísmicos donde se indican las unidades y discontinuidades diferenciadas en este estudio (C y D). Ver localización en Fig. 4.1.B.

### 4.2.1. Sector Occidental del Margen Cantábrico

En la llanura abisal de este sector del margen se han diferenciado cinco unidades sísmicas que de la más antigua a la más moderna, son U5, U4, U3, U2 y U1. Con el escaso número de datos no ha sido posible la realización de mapas de isopacas que nos den información sobre la variación de espesores de las unidades diferenciadas.

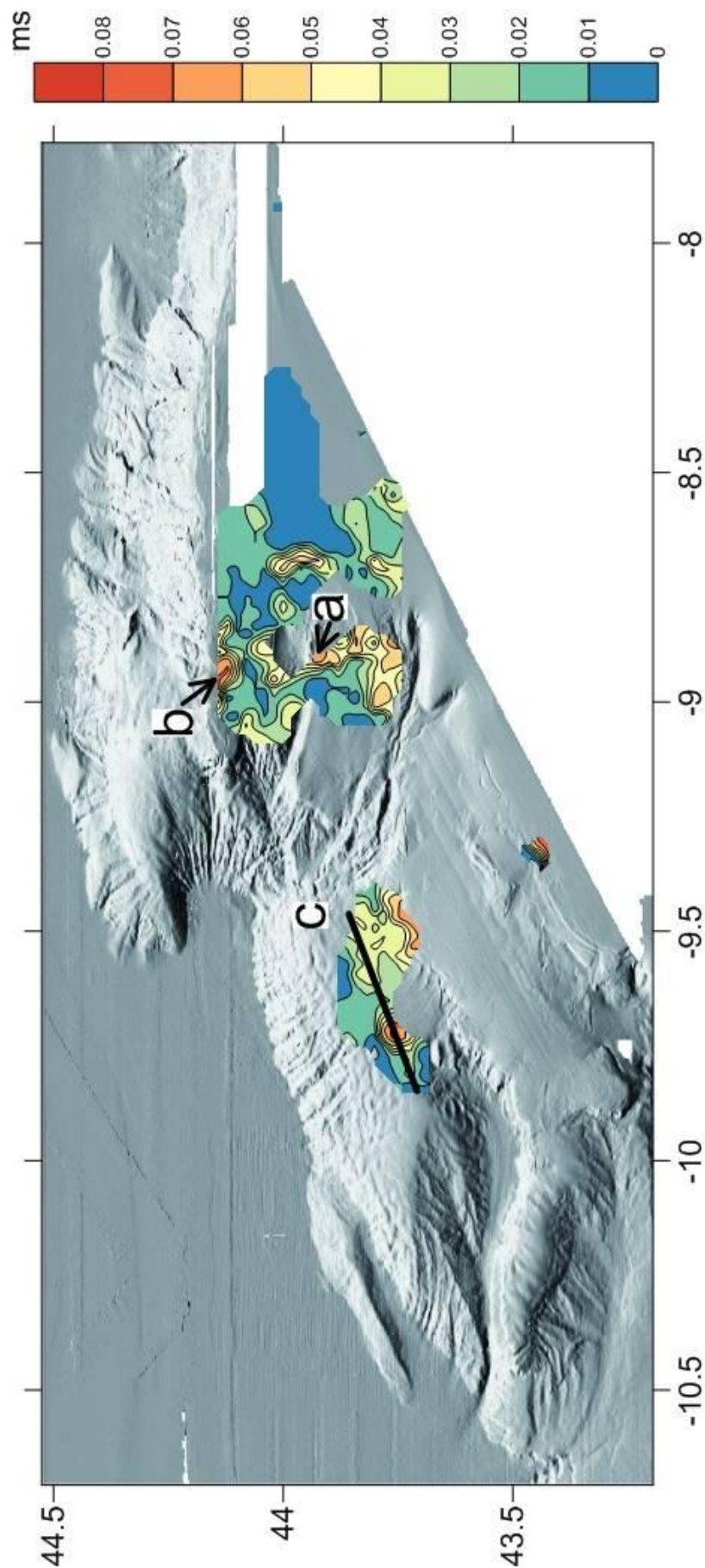


Figura 4.20. Mapa de isopacas de la unidad U1 en el talud continental de la zona de estudio y distribución de los depocentros (a, b y c).



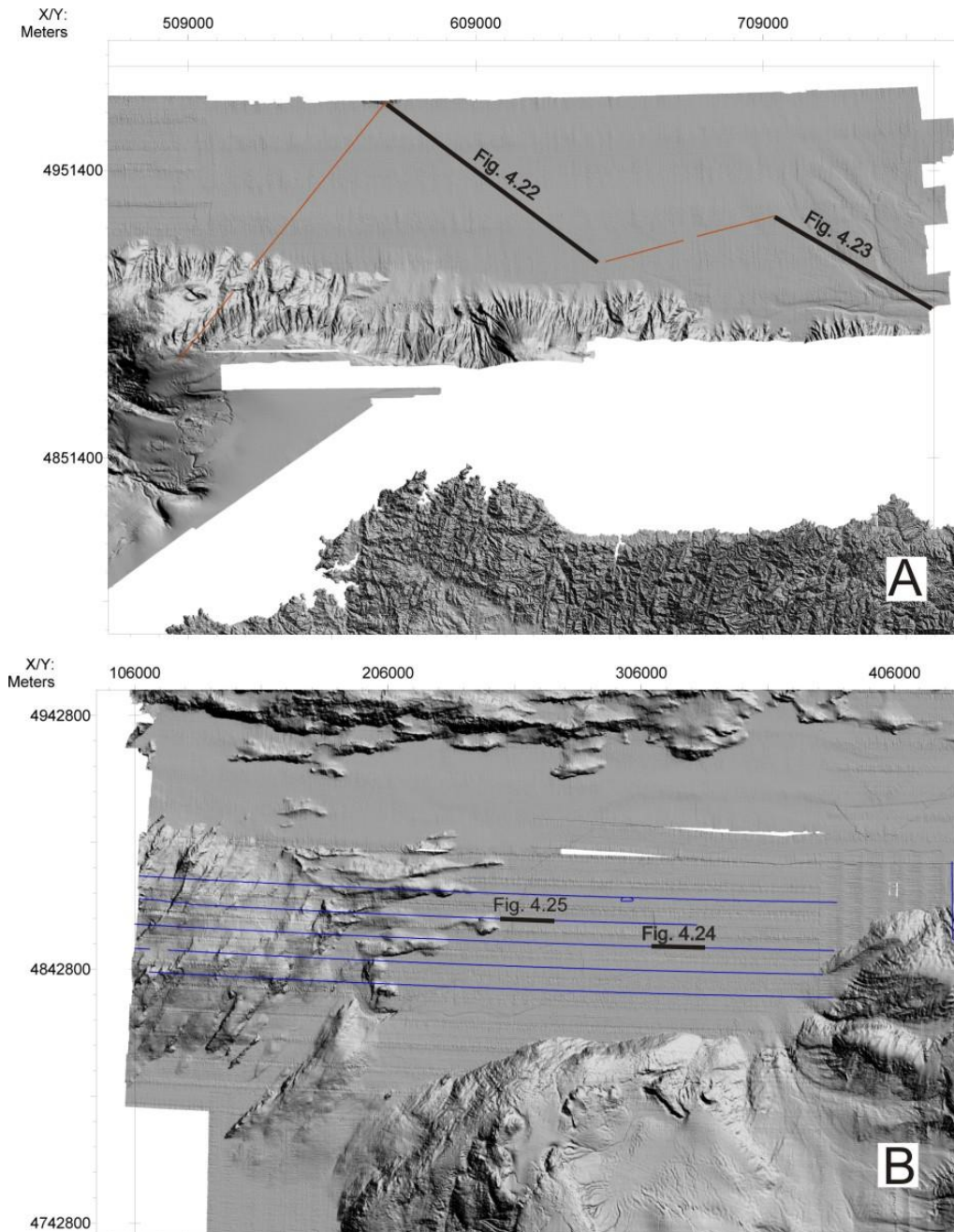


Figura 4.21. A) Localización de las líneas realizadas durante las campañas Contouriber II (líneas naranjas). B) Localización de las líneas realizadas durante la campaña ZEEE 2007 (líneas azules) que han podido ser interpretadas por ser de buena calidad. En negro se indica la localización de los perfiles sísmicos que se mostrarán en figuras posteriores.

A continuación se va a hacer una descripción de cada una de estas unidades.

#### 4.2.1.1. Unidad U5

Esta unidad representa la unidad más antigua definida en el registro sedimentario del margen. El límite inferior de esta unidad no se ha registrado en los perfiles sísmicos por lo que no se ha

podido determinar su espesor. El límite a techo de esta unidad lo constituye la discontinuidad D4, se trata de una superficie de alta reflectividad.

Sísmicamente, se observa un cambio vertical de facies de base a techo, comprende facies semitransparentes que pasan a facies estratificadas de amplitud acústica media-alta y configuración paralela de los reflectores (Fig. 4.22). Hacia el este, estos reflectores presentan una configuración ondulada (Fig. 4.23).

#### 4.2.1.2. Unidad U4

Esta unidad sísmica está limitada en su base por la superficie D4 definida por una terminación de los reflectores solapante, y a techo por una superficie de reflectividad relativamente alta denominada D3.

A continuación se describen las unidades y subunidades sísmicas diferenciadas, en cada uno de estos dos sectores del margen, en función de sus límites, geometría, facies sísmicas y distribución espacial.

Esta unidad está formada por reflectores de relativa baja amplitud acústica. Presentan una configuración paralela y, hacia el este, se observa una curvatura de los reflectores (Fig. 4.22). Hacia el este se observa una configuración subparalela de los reflectores (Fig. 4.23).

#### 4.2.1.3. Unidad U3

La unidad U3 está limitada en su base por la discontinuidad D3 y a techo por una superficie de relativa alta reflectividad denominada D2.

Sísmicamente, esta unidad está formada por facies semitransparentes hacia la base que pasan a facies estratificadas de alta reflectividad y caracterizadas por una configuración paralela con terminación de los reflectores en *onlap* con respecto al alto y una configuración subparalela hacia el este (Fig. 4.22 y 4.23).

#### 4.2.1.4. Unidad U2

Esta unidad está limitada en su base por la discontinuidad D2 y a techo por la discontinuidad D1. Internamente esta unidad está formada por facies estratificadas y configuración paralela con terminación de los reflectores en *onlap* con respecto al alto y subparalela hacia el este del margen (Fig. 4.22 y 4.23).

#### 4.2.1.5. Unidad U1

La unidad U1 limita en su base con la discontinuidad D1 y a techo con la actual superficie del fondo. En este sector del margen esta unidad se divide en dos unidades sísmicas de menor orden separadas por la discontinuidad Dd.



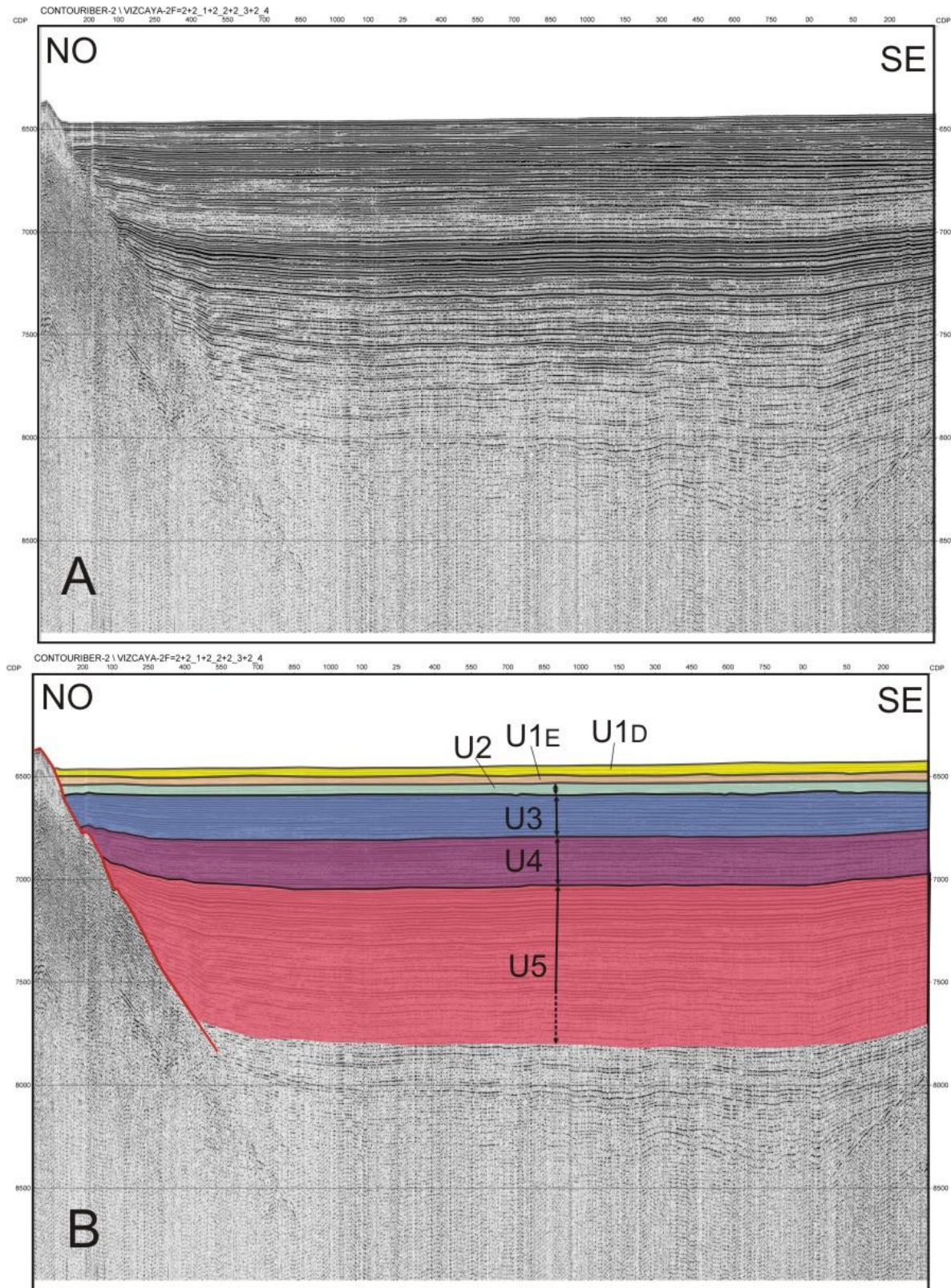


Figura 4.22. A) Ejemplo de un perfil sísmico Airgun donde se muestra la configuración de las unidades descritas en la llanura abisal para el sector septentrional de la zona de estudio. Ver localización en Fig. 4.21.A. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.



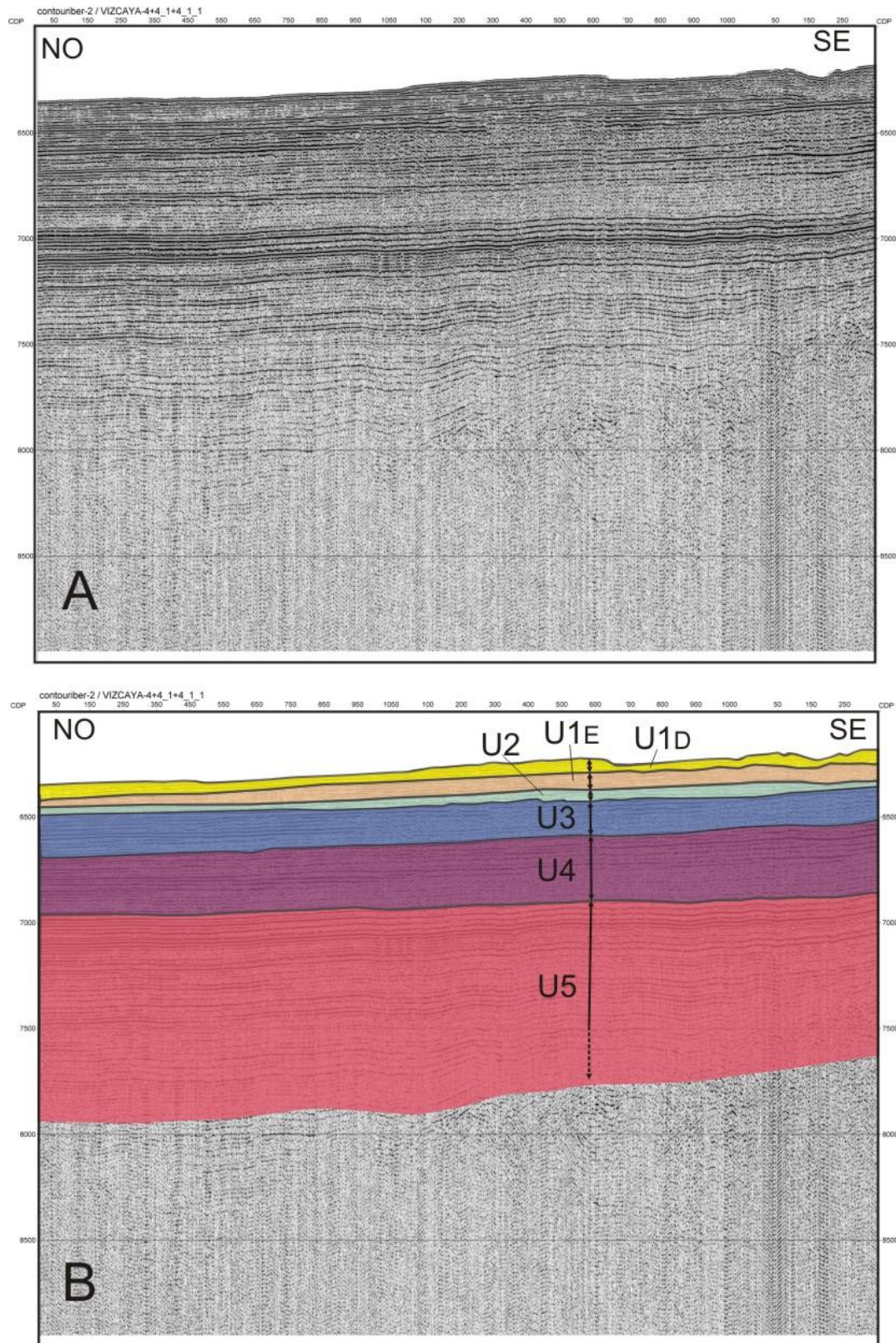


Figura 4.23. A) Ejemplo de un perfil sísmico Airgun donde se muestra la configuración de las unidades descritas en la llanura abisal para el sector septentrional de la zona de estudio. Ver localización en Fig. 4.21.A. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.

#### 4.2.1.5.1. Subunidad $U1_E$

Esta subunidad limita en su base con la discontinuidad D1 y a techo con una superficie de relativa alta reflectividad denominada Dd. Las facies de esta subunidad se caracterizan por presentar una configuración paralela de los reflectores con terminación de los mismos en *onlap* con respecto al alto (Fig. 4.22). Hacia el este del margen la configuración de los reflectores cambia a subparalela (Fig. 4.23).

#### 4.2.1.6.2. Subunidad $U1_D$

Esta subunidad está limitada en su base por la discontinuidad Dd mientras que el límite a techo lo constituye la actual superficie del fondo marino.

Sísmicamente, esta subunidad esta formada por facies estratificadas de alta amplitud acústica y una configuración paralela con terminación de los reflectores en *onlap* con respecto al alto (Fig. 4.22). Hacia el este del margen la configuración de lo reflectores cambia a subparalela y a *hummocky* cuando se produce la ondulación de la superficie del fondo (Fig. 4.23).

### 4.2.2. Sector Sur-Occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya

La interpretación de los perfiles de muy alta resolución realizada en el sector sur-occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya únicamente ha permitido identificar la unidad sísmica U1. Esta unidad se caracteriza por la alternancia de capas transparentes y estratificadas, con reflectores de alta continuidad lateral, y, en general, amplitud acústica alta. Esta unidad se divide en cinco subunidades que se denominan, de la más antigua a la más moderna,  $U1_E$ ,  $U1_D$ ,  $U1_C$ ,  $U1_B$  y  $U1_A$ . A continuación se va a describir la configuración interna de cada una de estas subunidades.

#### 4.2.2.1. Subunidad $U1_E$

Esta subunidad está limitada por dos superficies de reflectividad media denominadas D1, en su base, y Dd, a techo.

Sísmicamente, está formada por facies transparentes aunque localmente, en el margen oeste del Canal de Ortegal, pueden observarse reflectores de amplitud acústica media-baja y configuración paralela y terminación de truncación erosiva con respecto al límite superior (Fig. 4.24 y 4.25).

El mapa de isopacas muestra que los espesores de esta subunidad varían entre 0 y 28 ms (Fig. 4.26.A). El máximo espesor, 28 ms, se localiza al este de la llanura (Fig. 4.26.A.a). Hacia el oeste se observa como disminuye el espesor identificándose depocentros menores con valores entorno a 20-22 ms (Fig. 4.26.A.b y c). La orientación del eje del depocentro es E-O (Fig. 4.26.A).



#### 4.2.2.2. Subunidad $U1_D$

Esta subunidad sísmica limita en su base con la discontinuidad Dd y a techo con una superficie de media reflectividad denominada Dc.

Hacia el oeste de la Llanura Abisal de Vizcaya, en las proximidades del Alto de A Coruña, esta subunidad está formada mayoritariamente por facies transparentes, mientras que hacia el este, en la zona del Canal de Ortegá, cambia a facies estratificadas de amplitud acústica media-baja y configuración paralela de los reflectores (Fig. 4.24 y 4.25).

La distribución de espesores de la subunidad  $U1_D$  permite diferenciar varias zonas de valores máximos de espesor (Fig. 4.26.B). Se identifica un depocentro localizado en la parte más oriental de la zona estudiada con valor máximo de 18 ms (Fig. 4.26.B.a). Hacia el oeste existen

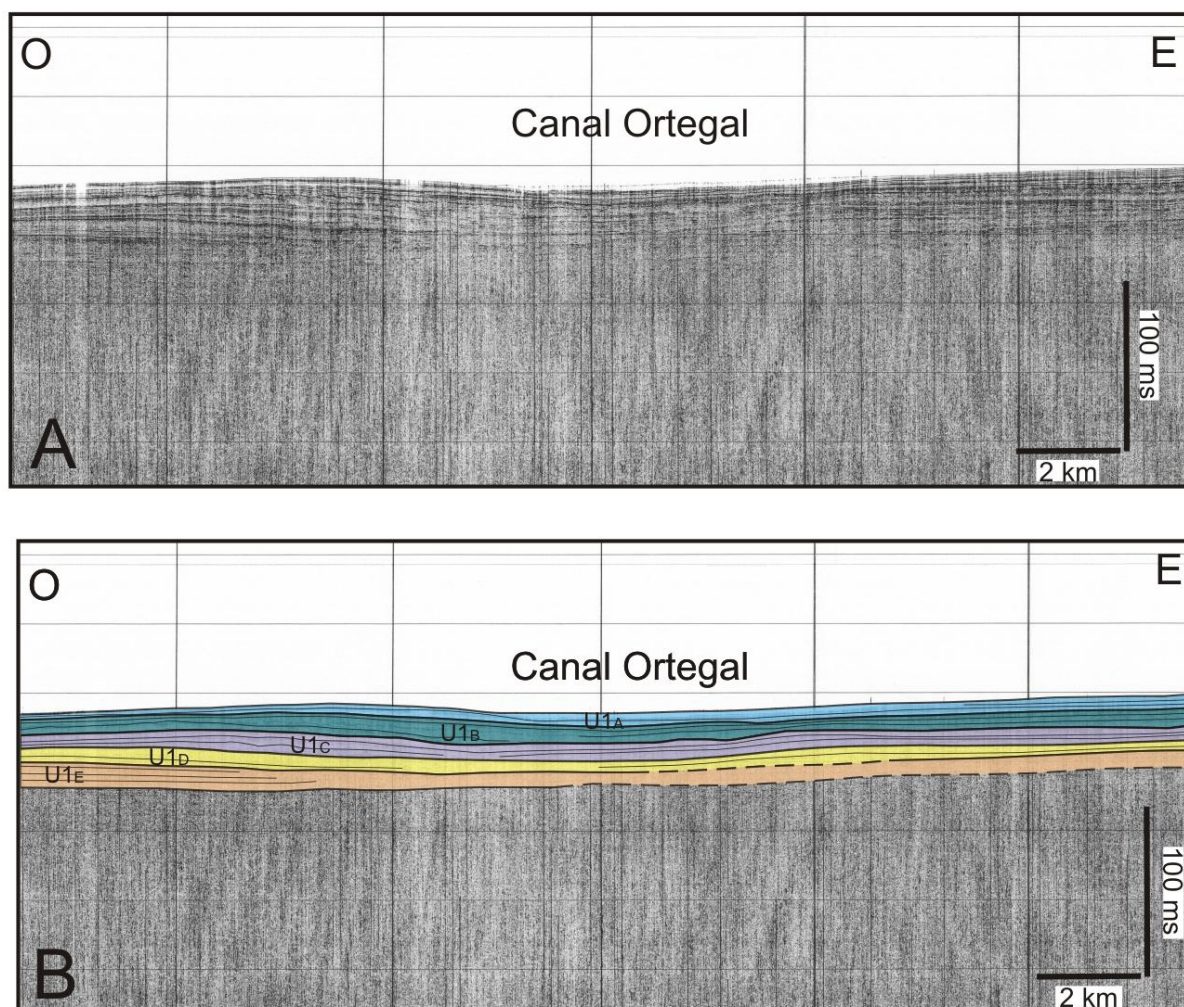


Figura 4.24. A) Ejemplo de perfil sísmico TOPAS obtenido durante la campaña ZEEE2007. Ver localización en Fig. 4.21.B. B) Interpretación del perfil sísmico donde se indican las unidades sísmicas diferenciadas y las discontinuidades que las limitan.

tres depocentros con espesores máximos entorno los 17 ms y orientación E-O (Fig. 4.26.B.b,c y d). La orientación del eje del depocentro varía de NE-SO en el sector oriental a ser E-O en la zona central del área analizada (Fig. 4.26.B).

#### 4.2.2.3. Subunidad $U1_C$

El límite inferior de esta subunidad lo constituye la discontinuidad Dc y el límite superior una superficie de reflectividad media-alta denominada discontinuidad Db.

Sísmicamente, esta subunidad está formada por facies semitransparentes de amplitud media-baja y una configuración paralela concordante de los reflectores que localmente, en las zonas próximas a los canales, pueden presentar una terminación de truncación erosiva con respecto al límite superior (Fig. 4.25). La presencia de los mismos se intensifica hacia el este, en las proximidades del Canal de Ortegá, donde además se observa un aumento de la reflectividad y cierta ondulación de los reflectores.

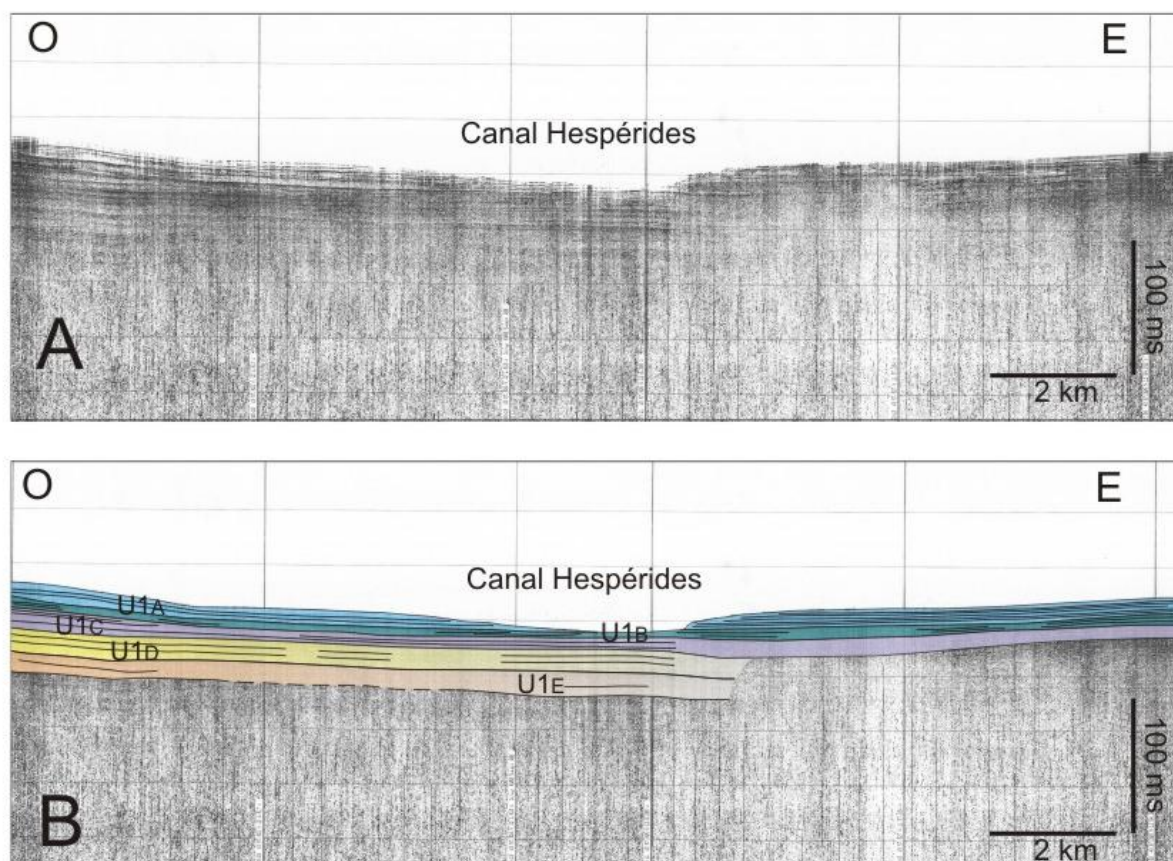


Figura 4.25. A) Ejemplo de perfil sísmico TOPAS, localizado en la Llanura Abisal de Vizcaya. Ver localización en Fig. 4.21.B. B) Interpretación del perfil sísmico donde se muestran las diferentes unidades sísmicas que componen el registro sedimentario del sector sur-occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya.

Esta subunidad sísmica se distribuye por la llanura abisal mostrando un espesor que varía desde 0 hasta 12 ms (Fig. 4.26.C). Los principales depocentros se localizan en la parte oriental de la de



la zona analizada de la Llanura Abisal de Vizcaya, con valores máximos de entorno a 11-12 ms (Fig. 4.26.C.a, b, c y d).

#### 4.2.2.4. Subunidad $U1_B$

Esta subunidad está limitada en su base por la discontinuidad  $Db$  y a techo por una superficie de reflectividad media-alta denominada  $Da$ .

Sísmicamente, se observa un cambio vertical de facies de base a techo, comprende facies semitransparentes que pasan a facies estratificadas de amplitud acústica media-alta y configuración paralela. En el Canal Hespérides, la terminación de los reflectores es de truncación erosiva con respecto al límite superior (Fig. 4.25). Localmente, en la parte central de la llanura abisal, la configuración cambia observándose una menor amplitud acústica y cuerpos transparentes intercalados.

La distribución de espesores de esta subunidad muestra como existen varias zonas de valores máximos de espesor (Fig. 4.26.D). Se identifican dos depocentros en la parte más oriental de la zona estudiada, uno con valor máximo de 9 ms (Fig. 4.26.D.a) y otro con valor máximo de 7,5 ms (Fig. 4.26.D.b).

#### 4.2.2.5. Subunidad $U1_A$

Esta subunidad está limitada en su base por la discontinuidad  $Da$  mientras que el límite a techo lo constituye la actual superficie del fondo marino.

Esta subunidad sísmica está formada por facies estratificadas de amplitud acústica media y configuración paralela o subparalela de los reflectores (Fig. 4.24). Éstos presentan una terminación de truncación erosiva con respecto al límite superior en la zona del canal Hespérides (Fig. 4.25). Al igual que ocurría con la subunidad sísmica anterior, en la parte central de la llanura, la configuración cambia pasando a facies semitransparentes.

El mapa de isopacas muestra que los espesores de esta subunidad varían entre 0 y 5.5 ms (Fig. 4.26.E). El máximo espesor de la subunidad  $U1_A$  se localiza en la parte central de la llanura (Fig. 4.26.E.a).

### 4.3. ENCUADRE CRONOESTRATIGRÁFICO TEÓRICO

Se ha realizado el encuadre cronoestratigráfico teórico del registro sedimentario del margen continental y llanuras abisales en base a datos bibliográficos (Shakelton, 1987; Lambeck, 1996; Revel *et al.*, 1996; Zazo, 1999; Waelbroeck *et al.*, 2002; Lisiecki y Raymo, 2005, 2007; Head *et al.*, 2008; Voelker *et al.*, 2010; Westaway y Bridgland, 2010). En el talud continental se ha llevado a cabo mediante la correlación de los registros sísmicos con los perfiles de alta resolución Sparker y muy alta resolución TOPAS de trabajos previos (Faugères *et al.*, 1998, 2002; Gonthier *et al.*, 2006; Iglesias, 2009; Verredydt, 2011). En la llanura abisal se ha llevado a

cabo mediante la correlación de los registros sísmicos con trabajos previos basados en sondeos realizados en el margen Céltico y Armoricano y Llanura Abisal de Vizcaya (Caralp, 1968; Crèmer *et al.*, 1999; Droz *et al.*, 1999; Auffret *et al.*, 2000, 2002; Zaragosi *et al.*, 2000, 2001a, 2001b, 2006; Bellec, 2003; Bourillet *et al.*, 2003, 2012; Lericolais *et al.*, 2003; Mojtahid *et al.*, 2005, 2013; Eynaud *et al.*, 2007; Toucanne *et al.*, 2007, 2009, 2010, 2012; Penaud *et al.*, 2008). Además, se ha establecido una correlación con registros sísmicos similares localizados en el Margen Ibérico (Hernández-Molina *et al.*, 1994; Ercilla *et al.*, 2002; Hernández-Molina *et al.*, 2002, 2006; Llave *et al.*, 2006, 2007; Iglesias *et al.*, 2008).

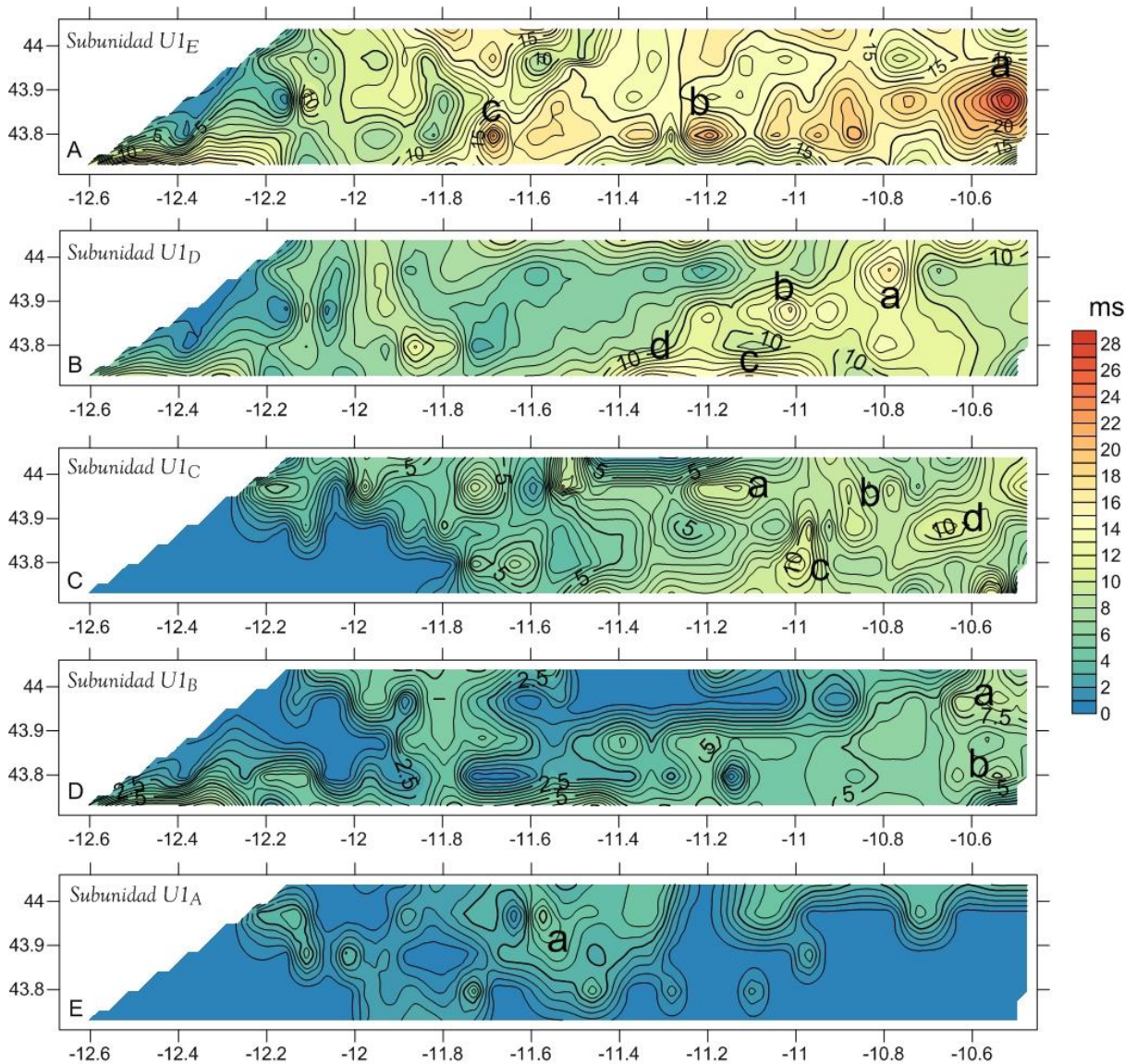


Figura 4.26. Mapas de isopacas de las subunidades sísmicas observadas en el sector sur-occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya, denominadas U1<sub>E</sub> (A), U1<sub>D</sub> (B), U1<sub>C</sub> (C), U1<sub>B</sub> (D) y U1<sub>A</sub> (E), y distribución de los depocentros, indicados con letras minúsculas.

La correlación con los trabajos mencionados ha permitido establecer una cronología para las unidades diferenciadas dentro del registro sedimentario (Tabla 4.2). De manera que de base a

techo estas unidades tendrían el siguiente encuadre cronoestratigráfico: el techo de la unidad U5 coincidiría con el inicio del Oligoceno (23,3 Ma); la unidad U4 entre la base del Oligoceno (23,3 Ma) y el techo del Mioceno (5,3 Ma); la unidad U3 entre el techo del Mioceno (5,3 Ma) y el Plioceno superior (3,2 Ma); la unidad U2 entre Plioceno superior (3,2 Ma) y la base del Pleistoceno medio (900-960 ka); y la unidad U1 entre la base del Pleistoceno medio (900-960 ka) al Holoceno (Tabla 4.2). La discontinuidad que delimita la unidad U2 y U1 correspondería con la discontinuidad MPR (*Middle Pleistocene Revolution*) datada como Pleistoceno medio (0,9 ka) (Llave, 2004).

SECUENCIAS DEPOSICIONALES								
Edad		Sísmica de media resolución <i>Airgun</i>	Sísmica de alta resolución <i>Sparker</i>	Sísmica de muy alta resolución TOPAS				
		UNIDADES			SUBUNIDADES			
CUATERNARIO	Holoceno	U1			U1A			
	Pleistoceno				Da	MIS 3 (60 ka)		
					Superior	U1B		
					Medio	Db	MIS 6 (135 ka)	
						U1C		
						Dc	MIS 10 (360 ka)	
U1D								
NEÓGENO	Plioceno	D1	MPR (900-960 ka)					
		U2						
		D2	(3.2 Ma)					
	U3							
	D3	(5.3 Ma)						
PALEÓGENO	Mioceno	U4						
		D4	(23.3 Ma)					
	Oligoceno	U5						
Eoceno								

Tabla 4.2. Tabla resumen del encuadre cronológico realizado para las unidades sísmicas de la zona de estudio.

Las subunidades menores diferenciadas dentro de la unidad U1 tendrían el siguiente encuadre cronoestratigráfico: la subunidad U1<sub>E</sub> entre los 900-430 ka; la subunidad U1<sub>D</sub> entre los 430-360 ka; la subunidad U1<sub>C</sub> entre los 360-135 ka; la subunidad U1<sub>B</sub> entre los 135-60 ka; y, finalmente, la subunidad U1<sub>A</sub> entorno a los 60 ka y la actualidad (Tabla 4.2). Además, las discontinuidades que limitan estas subunidades se podrían correlacionar con los siguientes estadios isotópicos: la discontinuidad Dd con el MIS 12; la Dc con el MIS 10; la Db con el MIS 6; y la Da con el MIS 3 (Tabla 4.2).

---

*Capítulo 5. Análisis de  
lineamientos*





---

## 5. *Análisis de lineamientos*

---

La cartografía de lineamientos de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico y de las llanuras abisales adyacentes se ha realizado siguiendo un procedimiento acorde con la metodología de la teledetección aplicada a la cartografía estructural (Arlegui *et al.*, 1994; Arlegui y Soriano, 1996; Cortés *et al.*, 1998; Maestro y Cortés, 1999). El análisis de los elementos estructurales se ha llevado a cabo a partir del modelo digital del terreno de la batimetría del fondo. En este análisis se ha tenido en cuenta todo el margen gallego, y no solamente la zona abarcada en esta tesis, ya que se ha considerado que los resultados obtenidos permitían una mejor caracterización morfoestructural del área de estudio.

Una vez cartografiados los lineamientos identificados a lo largo de todo el margen continental y cuencas oceánicas, se ha llevado a cabo un análisis cuantitativo de las orientaciones y longitudes de los mismos mediante un tratamiento estadístico.

### 5.1. RESULTADOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE LOS LINEAMIENTOS

El análisis detallado del modelo digital de la batimetría del fondo ha permitido identificar unos 5800 lineamientos a lo largo de toda la zona de estudio (Fig. 5.1.A y B). El mayor número de lineamientos se sitúa en la zona de los altos de Charcot y A Coruña, en el sector occidental de la zona del Banco de Galicia, en la zona de las plataformas marginales y en el sector septentrional del margen.

El análisis cuantitativo de los lineamientos ha permitido determinar las direcciones preferentes que definen los rasgos morfoestructurales más relevantes que han controlado el depósito de los materiales plio-cuaternarios. El análisis de los lineamientos identificados a lo largo de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico, considerando tanto el número de lineamientos como la longitud de la traza de éstos, muestra que presentan una dirección NE-SO dominante. Además, se observa la presencia de otros máximos relativos de dirección NO-SE, E-O y, en menor medida, N-S (Fig. 5.1.C).

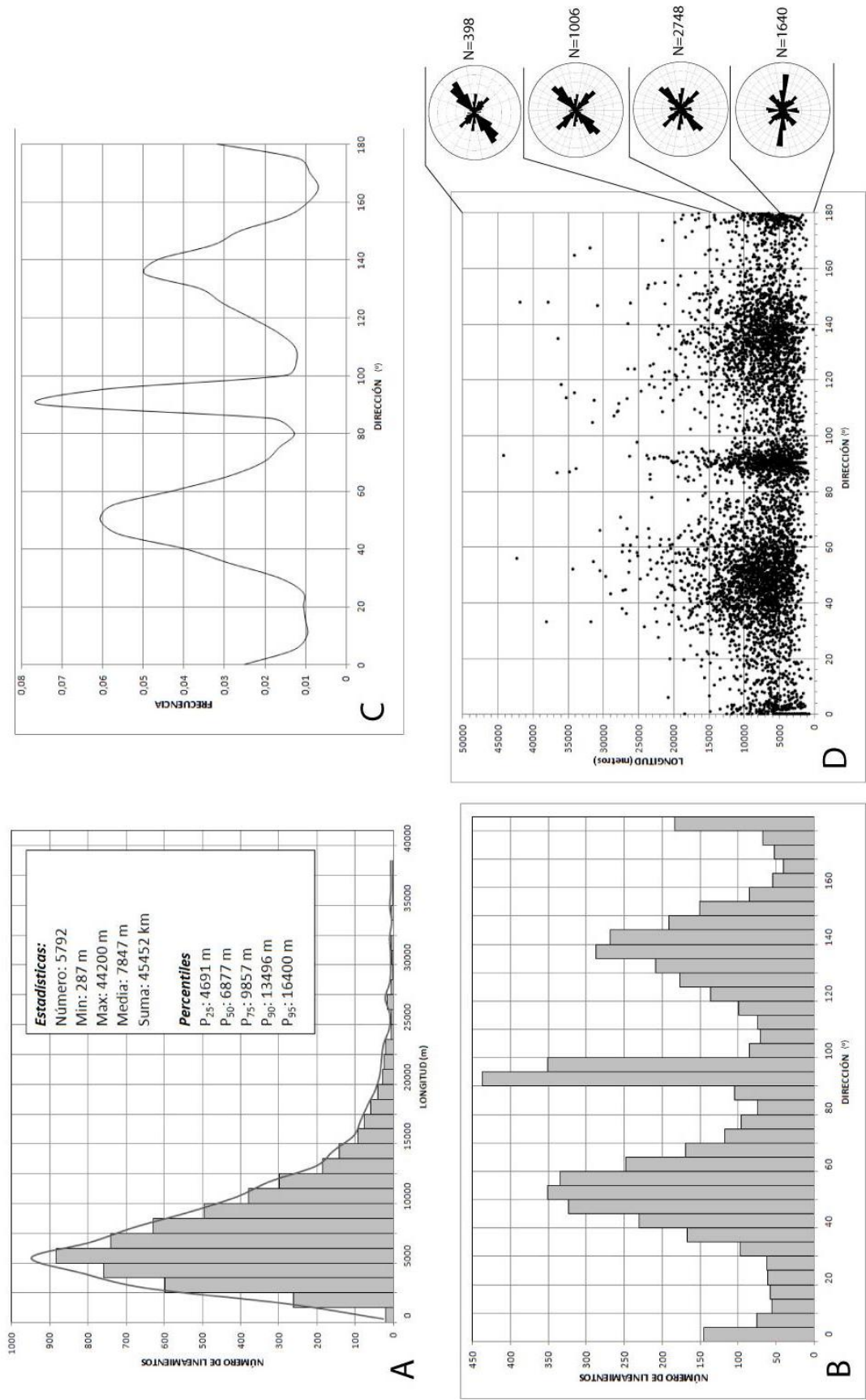


Figura 5.2. (A) Histograma mostrando las longitudes de los lineamientos cartografiados. (B) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos. (C) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos. (D) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo corresponde al 10%).

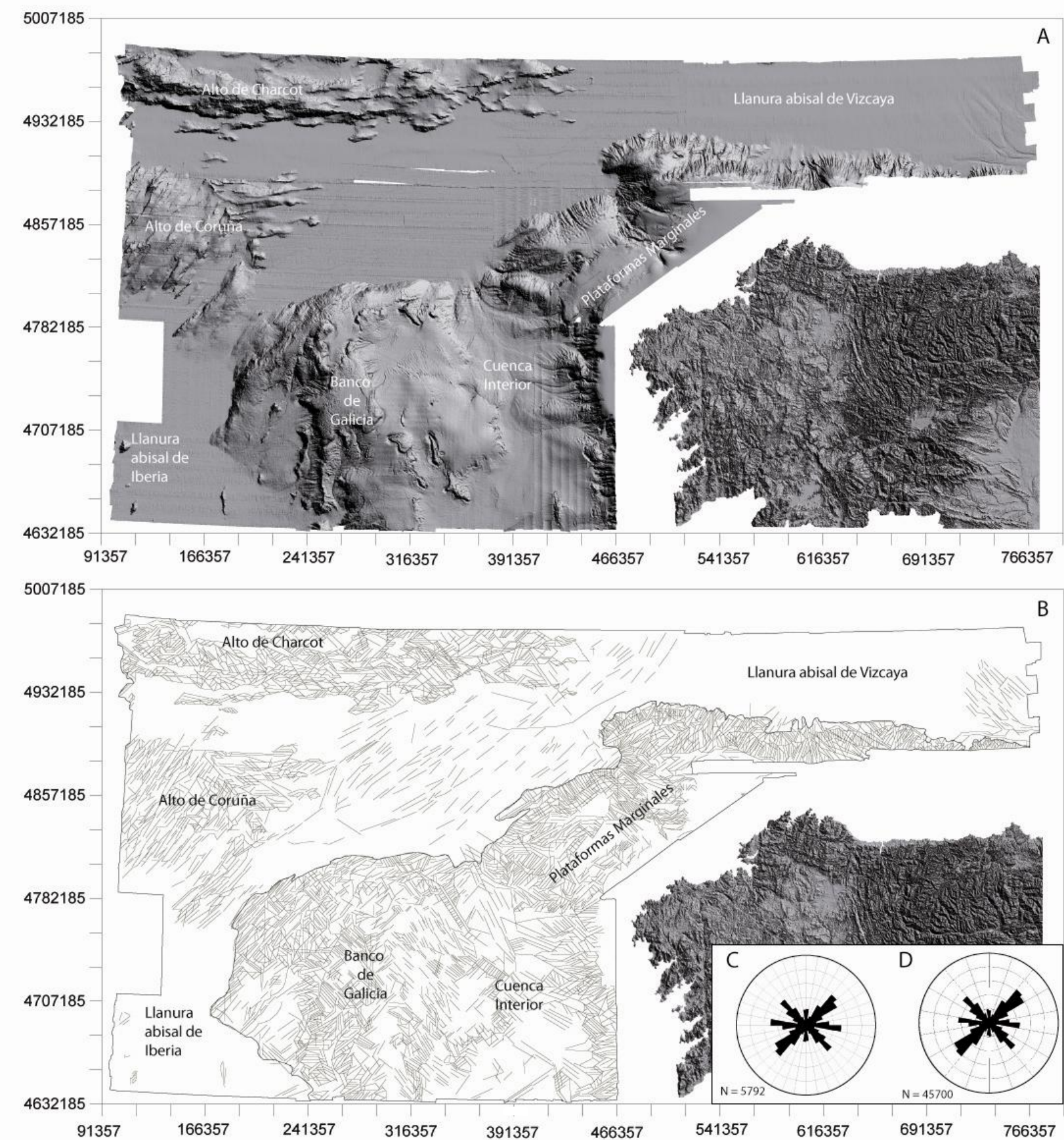


Figura 5.1. (A) Mapa batimétrico de la zona de estudio. (B) Mapa de lineamientos identificados en la zona de estudio. (C) y (D) Diagramas en rosa mostrando las principales orientaciones de los lineamientos en la zona de estudio, en función del número de lineamientos (C) y de su longitud en kilómetros (D). El círculo externo corresponde al 10% de los lineamientos.





La longitud de los lineamientos identificados supera los 44.000 kilómetros. Se observa una moda en torno a 5000 metros, una longitud media de aproximadamente 7800 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes (Fig. 5.2.A). La dirección de la totalidad de los datos fue analizada considerando, por un lado, el número de lineamientos en cada dirección y, por otro, la longitud de la traza de cada lineamiento. El resultado de los análisis estadísticos realizados no mostraba diferencias significativas en la distribución de las orientaciones considerando el número de datos o ponderando sus longitudes (Fig. 5.2.B): se observa un máximo absoluto en dirección ENE-OSO (N085-090E) y máximos relativos destacados en N045-50E, N130-135E, N175-180E y N00-05E. Atendiendo a la curva de frecuencia suavizadas que muestran un máximo absoluto alrededor de N85E y tres máximos relativos en N45E, N130E y N00E (Fig. 5.2.C).

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos muestra que la mayor concentración de datos corresponde a los de orientaciones E-O, NE-SO y NO-SE y longitudes comprendidas entre 5000 y 10.000 metros (Fig. 5.2.D). Los lineamientos de dirección E-O son dominantes en el intervalo de longitudes comprendido entre 2500 y 5000 metros, a medida que aumenta la longitud de los lineamientos también disminuye la importancia de esta orientación. Los lineamientos mayores a 10.000 metros muestran varias direcciones preferentes, predominando los de dirección NE-SO que NO-SE, mientras que en los lineamientos con longitudes por encima de 15.000 metros se observa que la orientación dominante es la NE-SO (Fig. 5.2.D).

Además, se ha llevado a cabo un análisis de la distribución de las orientaciones considerando el talud continental y llanura abisal por separado. Para este análisis se ha tenido en cuenta el número de lineamientos en cada dirección y la longitud de la traza de cada lineamiento, observándose como dato significativo que la orientación N-S apenas es perceptible en la llanura abisal, incluso, cuando se consideran las orientaciones en función de la longitud de la traza esta orientación no se aprecia, quedando por tanto una orientación principal NE-SO y dos secundarias, E-O y NO-SE (Fig. 5.3.A y B).

En el talud continental, la longitud de los lineamientos identificados supera los 28.000 kilómetros. Se observa una moda entorno a 5000 metros, una longitud media de aproximadamente 7700 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes (Fig. 5.4.A). Los resultados de estos análisis muestran que existen dos máximos absolutos en dirección N055-060E y N135-140E y máximos relativos, uno muy destacado en N090-095E, N180-185E y N005-010E (Fig. 5.4.A). En las curvas de frecuencia suavizadas se observan los dos máximos absolutos alrededor de N55E y N135E, otro máximo relativo destacado en N90E y máximo en N05E (Fig. 5.4.B).

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos en el talud continental muestra que la mayor concentración de datos corresponde a los de orientaciones NE-SO, NO-SE y, en menor medida, E-O y longitudes comprendidas entre 5000 y 10.000 metros (Fig. 5.4.D). En el intervalo de longitudes comprendido entre 0 y 5000 metros, la dirección dominante de los lineamientos es E-O, que irá perdiendo importancia a medida que aumenta la

longitud de los lineamientos. Por encima de los 5000 metros de longitud, los lineamientos muestran varias direcciones preferentes, siendo los valores máximos los de dirección NE-SO que NO-SE, mientras que en los lineamientos con longitudes por encima de 15.000 metros se observa que la orientación dominante es la NE-SO (Fig. 5.4.D).

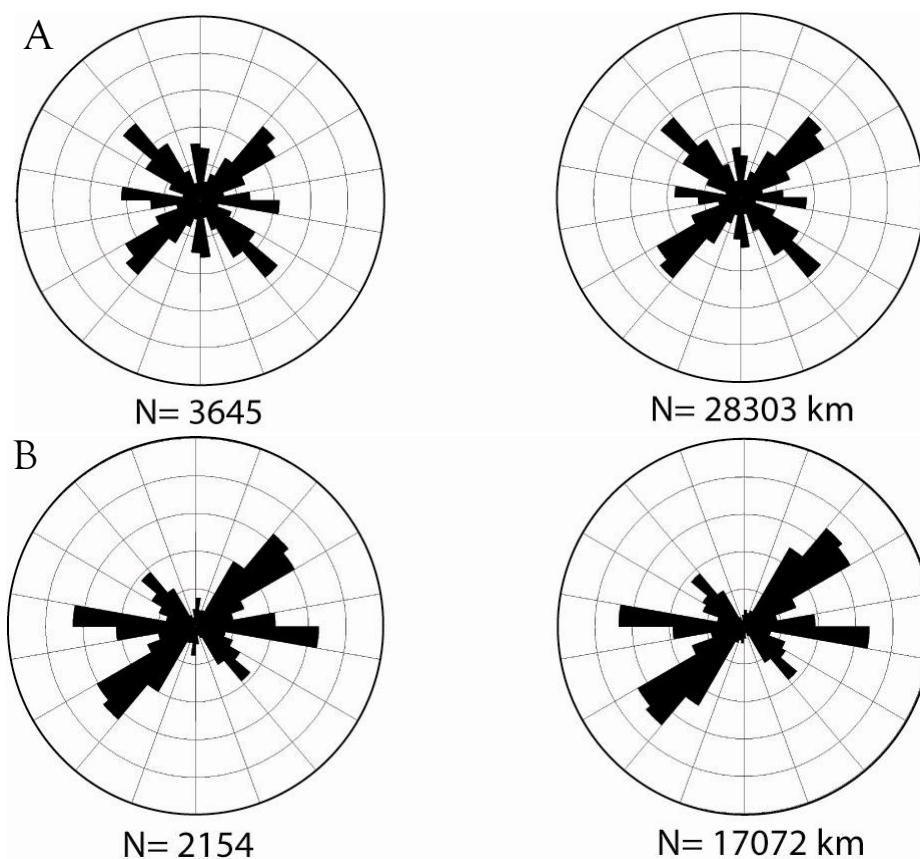


Figura 5.3. Diagramas en rosa mostrando las principales orientaciones de los lineamientos en el talud continental (A) y llanura abisal (B), en función del número de lineamientos (diagramas de la izquierda) y de su longitud expresado en km (diagrama de la derecha). El círculo externo representa el 10% de los lineamientos.

En la llanura abisal, la longitud de los lineamientos identificados supera los 17.000 kilómetros. Se observa una moda también entorno a 5000 metros, una longitud media de unos 7900 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes (Fig. 5.5.A). Se observa que existe un máximo absoluto en dirección N090-095E y dos máximos relativos destacados en N050-055E y N130-135E (Fig. 5.5.C). Las curvas de frecuencia suavizadas muestran un máximo absoluto alrededor de N90E y dos máximos relativos en N50E y N130E (Fig. 5.5.D).

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos en la llanura abisal muestra que el mayor número de datos corresponde a las orientaciones NO-SE y E-O y longitudes comprendidas entre 5000 y 10.000 metros (Fig. 5.5.D). Los lineamientos con longitudes entre 0 y 5000 m muestran una dirección preferente E-O. A medida que aumenta la longitud de los lineamientos esta tendencia cambia. Se observa que entre los 10.000 y 15.000 m de longitud predominan las orientaciones NE-SO y E-O y a partir de los 15.000 m de longitud la orientación dominante es NO-SE (Fig. 3.5.D).

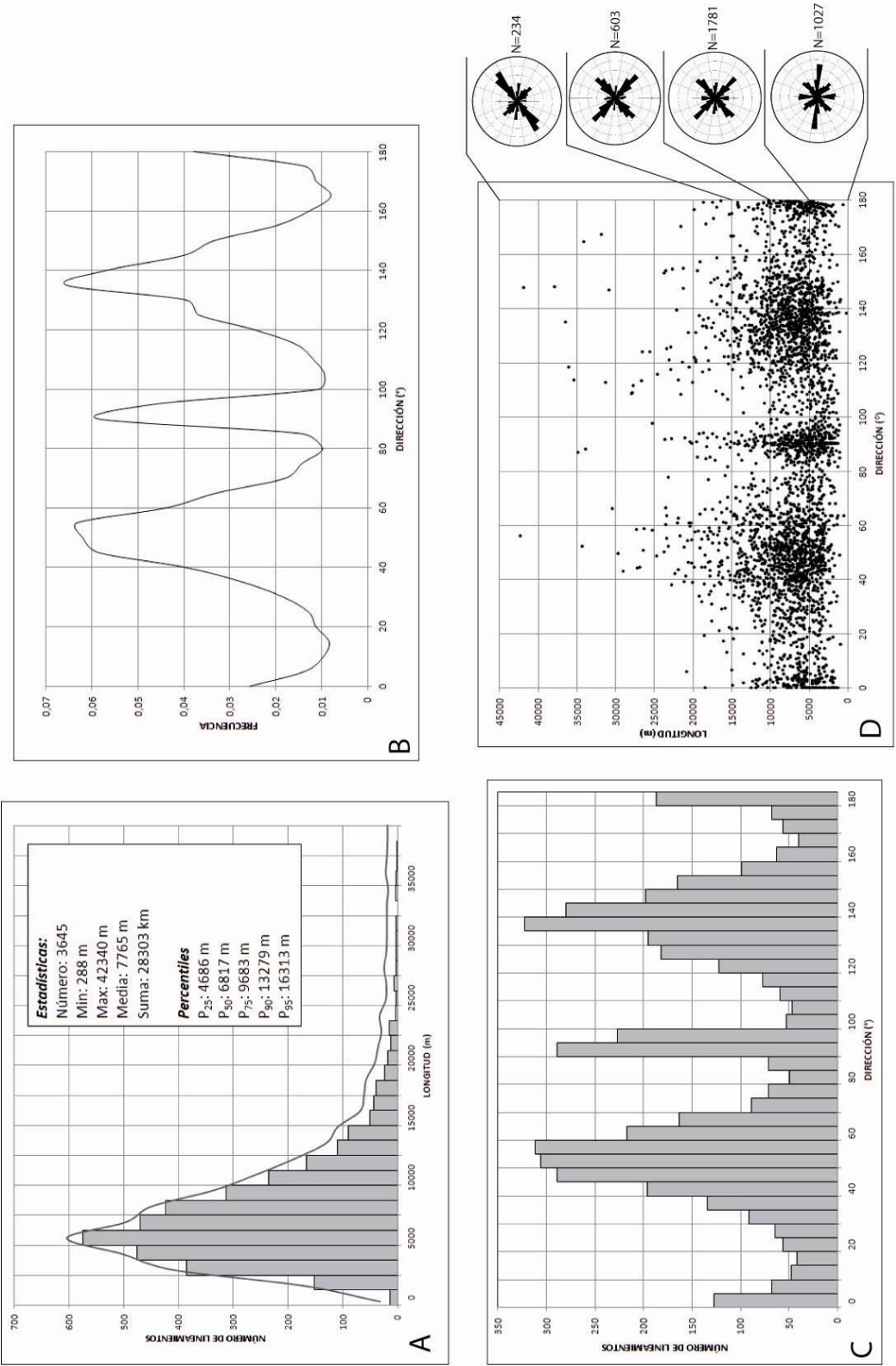


Figura 5.4. (A) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos cartografiados en el talud continental de la zona de estudio. (B) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos cartografiados en el talud continental. (C) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos en el talud continental. (D) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo corresponde al 10%).



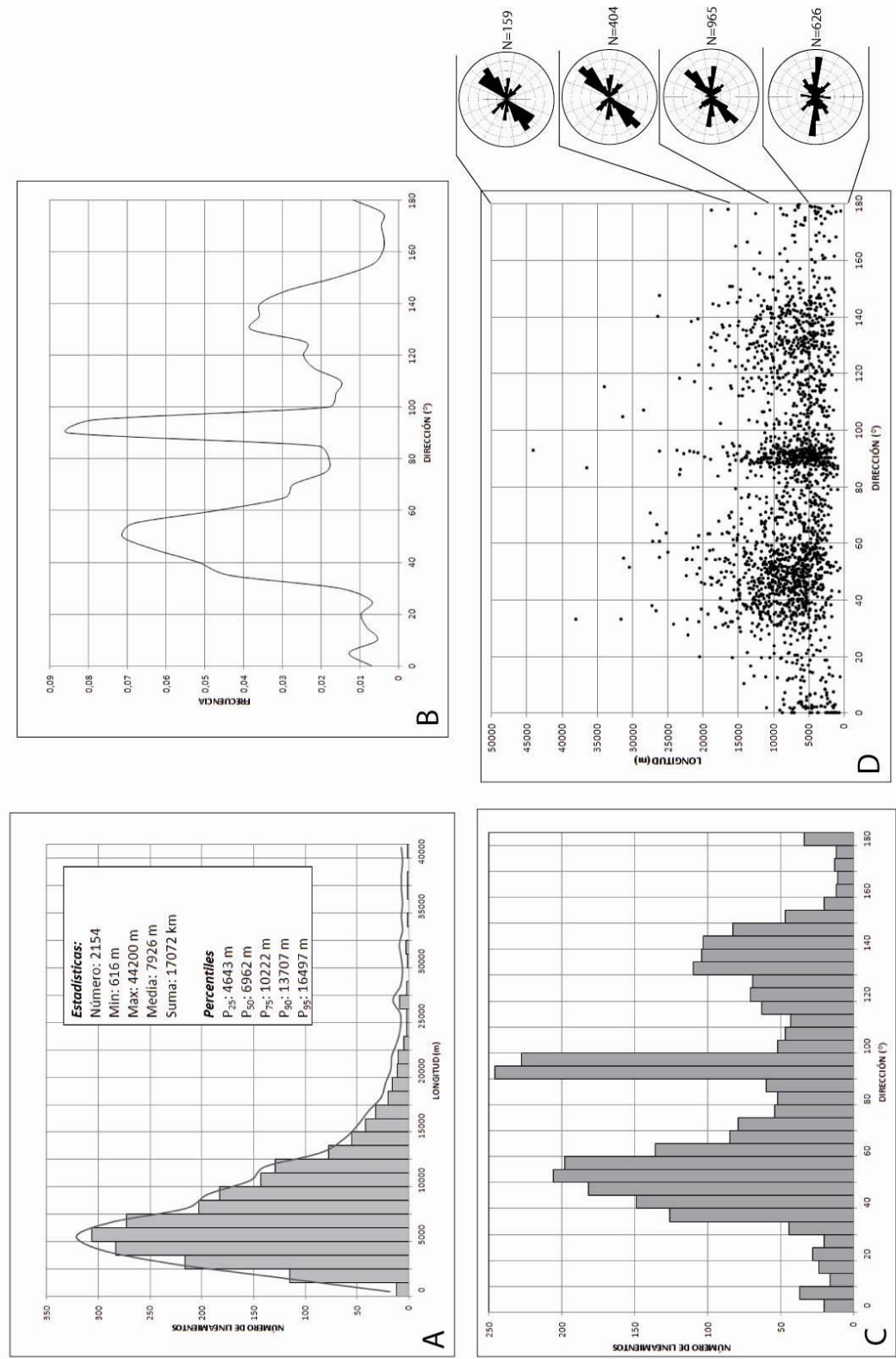


Figura 5.5. (A) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos cartografiados en la llanura abisal de la zona de estudio. (B) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos cartografiados en la llanura abisal. (C) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos en la llanura abisal. (D) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo corresponde al 10%).

## 5.2. VARIACIÓN ESPACIAL Y DENSIDAD DE LINEAMIENTOS

Para llevar a cabo el análisis de la variación espacial de los lineamientos se ha realizado una división en celdas para poder determinar las orientaciones dominantes en los diferentes sectores de la zona de estudio. Para que las celdas en las que se ha dividido la zona de estudio tenga un significado estadístico y geológico se ha considerado como criterio el espaciado entre lineamientos. Esta retícula será la que utilizaremos posteriormente para establecer la densidad de lineamientos. Para determinar las dimensiones de la retícula más adecuada se ha aplicado el método de triangulación de Delaunay (Preparata y Shamos, 1985) a los puntos medios de los lineamientos, así obtenemos el valor medio de la distancia entre lineamientos próximos (Fig. 5.6).

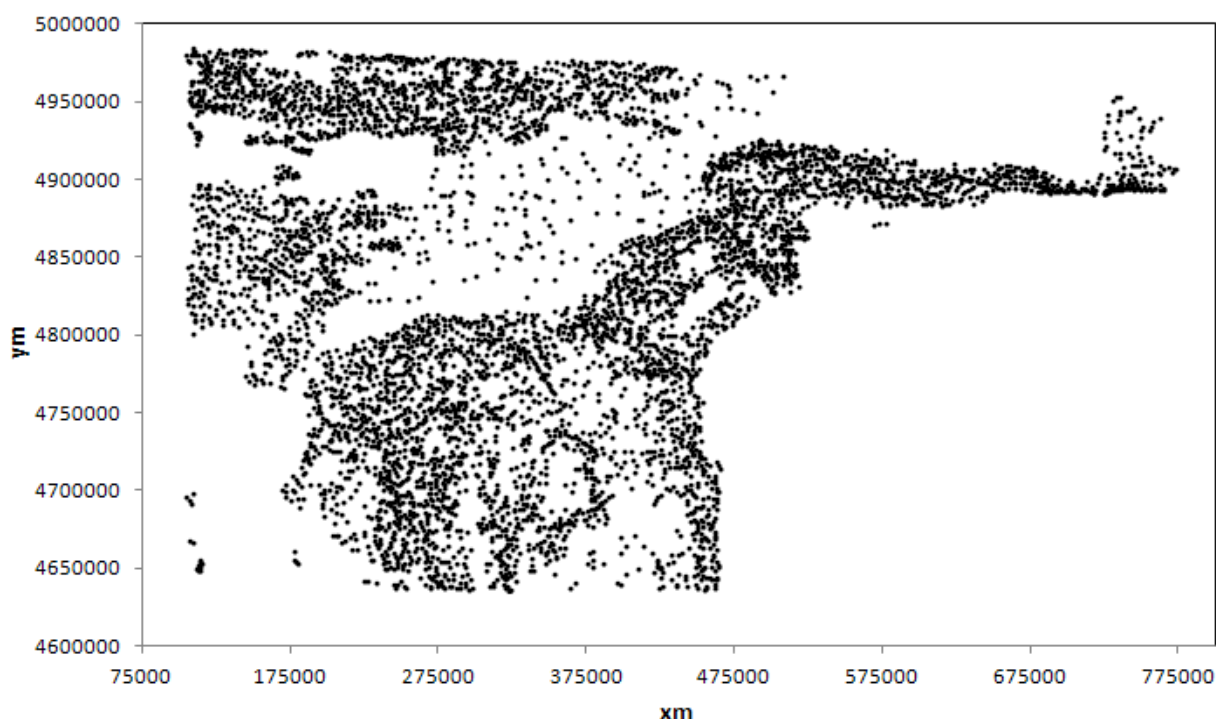


Figura 5.6. Mapa de distribución de los puntos medios de los lineamientos.

La distancia media entre tres lineamientos ha sido establecida como la media aritmética de los tres lados del triángulo que forman, y se representa en el centro de cada triángulo (Fig. 5.7.A). Este proceso se consigue por medio de un programa informático (TRIANGLE, realizado por J. Bernal, no publicado) que calcula la media aritmética de los tres lados de cada triángulo. Se han obtenido un total de 11.564 datos de distancias entre lineamientos con valores que oscilan entre 505 m y 265 km. El valor de la distancia media es de 5664 m para la totalidad de datos, y presenta una distribución logarítmico-normal con una moda entorno a los 4000 m. Para observar las variaciones de la distancia y su distribución espacial en la zona de estudio, se ha elaborado un mapa de contornos de las distancias medias entre lineamientos (Fig. 5.7.B).

Como se ha mencionado anteriormente, para que la representatividad de las celdas tenga un significado geológico, y evitar situaciones en las que varias celdas no presenten datos, se ha tenido en cuenta el criterio establecido por Casas *et al.* (2000) donde el mejor ajuste es el

definido por el valor de  $P_{95}$  de la distancia entre lineamientos. En nuestro caso este valor es de aproximadamente 12 km (Fig. 5.7.C).

Se puede observar como en el sector del Banco de Galicia existen variaciones en las orientaciones de los lineamientos a lo largo de este sector. En la parte más occidental de este sector se observa una orientación NE-SO dominante, que hacia la parte central se presenta junto a otro máximo relativo de dirección NO-SE. En la parte más oriental de este sector se observa una tendencia general en la orientación de los lineamientos donde éstos se disponen en dirección NO-SE (Fig. 5.8). La Cuenca Interior no muestra grandes variaciones, se puede observar que a lo largo de esta zona los lineamientos presentan dos orientaciones predominantes, NE-SO y NO-SE (Fig. 5.8).

Hacia el noreste del margen se encuentra el sector de las plataformas marginales, aquí se observa que en el extremo suroccidental la tendencia de los lineamientos es NE-SO, sin embargo, a medida que nos desplazamos hacia el norte, esta tendencia cambia dominando los lineamientos con dirección NO-SE (Fig. 5.8). A lo largo del extremo septentrional del margen, dominan los lineamientos con una orientación NNE-SSO a N-S, aunque se aprecia la existencia de algún otro máximo relativo, de menor relevancia, de dirección NO-SE (Fig. 5.8).

En la parte más oriental de la Llanura Abisal de Vizcaya se aprecia una orientación NO-SE dominante, al norte de la Plataforma de Ortegál la orientación dominante de los lineamientos es NE-SO, se puede apreciar la existencia de otro máximo relativo de dirección ENE-OSO en el borde meridional del Alto de Charcot. Hacia el suroeste de la cuenca la orientación dominante sigue siendo NE-SO (Fig. 5.8).

En el sector occidental de la llanura abisal se encuentran los altos de Finisterre, A Coruña y Charcot. (Fig. 5.8). En el Alto de Finisterre los lineamientos presentan una dirección NE-SO dominante. El Alto de A Coruña presenta en su sector meridional y occidental una orientación predominante de los lineamientos NE-SO, mientras que la parte septentrional la dirección de las directrices morfoestructurales es E-O. Finalmente, en el Alto de Charcot, la tendencia general que se observa en los lineamientos es orientación ENE-OSO, aunque se aprecia la existencia de algún otro máximo relativo de dirección NO-SE (Fig. 5.8).

La densidad de los lineamientos se ha representado usando tanto el número como la longitud acumulada de los lineamientos por kilómetro cuadrado. A partir de estos datos se han realizado mapas de densidades. Para la confección de estos mapas se ha usado la retícula de 12 x 12 km. Además, para confirmar la representatividad de los resultados obtenidos, se ha realizado también un mapa de densidades con una retícula de 25 x 25 km siguiendo los análisis de Cortés *et al.* (2003) donde establece que, para realizar un estudio morfoestructural con significado geológico a partir del análisis de lineamientos, el tamaño de celda debe ser entre cuatro y cinco veces el espaciamiento promedio. Teniendo en cuenta que el valor medio del espaciado es 5664 m, hemos considerado que una retícula de 25 x 25 km nos puede dar también información de la orientación de las más importantes macroestructuras que afectan al Margen Continental de Galicia.

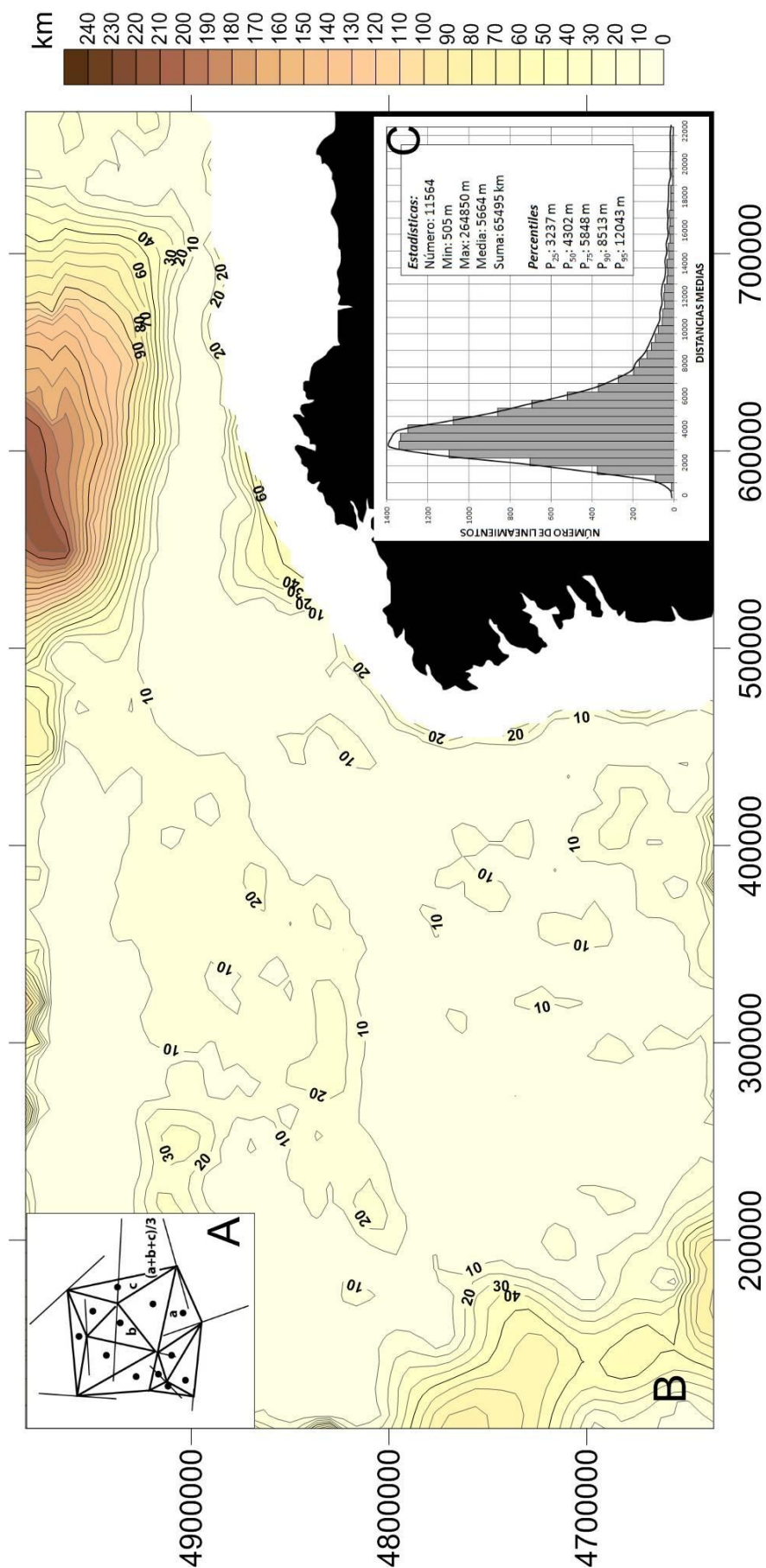


Figura 5.7. (A) Método para calcular las distancias medias de los lineamientos por el método de triangulación de Delaunay. (B) Mapa de contornos de distancias medias entre lineamientos obtenidos a partir de la aplicación del método de triangulación de Delaunay. (C) Histograma de los valores medios de distancias medias entre lineamientos obtenidos a partir del método de triangulación de Delaunay.



En el mapa de densidades realizado para un tamaño de celda de 12 x 12 kilómetros se observa cómo los contornos de densidad de longitudes muestran varias zonas de morfología elongada a lo largo de la zona de estudio. Por un lado, se observan los valores de densidad más elevados en el extremo norte del margen continental con una morfología elongada de dirección E-O, en el extremo más oriental de la llanura abisal con una morfología NO-SE y en el Alto de Charcot de dirección E-O (Fig. 5.9.A). Además, otras zonas con altos valores de densidad se localizan en el sector del Banco de Galicia de dirección NE-SO y N-S, en el sector de las plataformas marginales de dirección NO-SE y NE-SO y en los altos de A Coruña y Finisterre de dirección NE-SO (Fig. 5.9.A). El mapa de densidad realizado para un tamaño de celda de 25 x 25 kilómetros muestra las principales direcciones generales pero presenta mucho menos detalle que en el de 12x12 kilómetros (Fig. 5.9.B). Se mantiene la tendencia E-O en la zona del Alto de Charcot, sector septentrional de la zona de los bancos estructurales y a lo largo del talud continental cantábrico. En los extremos de las plataformas marginales se observa una tendencia NE-SO, mientras que hacia el oeste, en la zona de la Cuenca Interior, se observa una tendencia NO-SE. En el extremo occidental del Banco de Galicia se observa una morfología de dirección N-S.

Se han realizado además mapas de densidad de número de lineamientos para estos dos mismos tamaños de celda. Para celdas con un tamaño de 12 x 12 kilómetros se observan los valores más elevados de densidad de lineamientos a lo largo de los márgenes hacia la cuenca de las plataformas marginales, así como del talud continental cantábrico (Fig. 5.10.A). Además, otras zonas con altos valores de densidad serían el Alto de Charcot, Alto de A Coruña, así como el sector de los bancos estructurales (Fig. 5.10.A).

En el mapa de densidad realizado para un tamaño de celda de 25 x 25 kilómetros se observa menor detalle que en el caso anterior. Se observa una tendencia E-O en la zona de los altos de Charcot, A Coruña y sector septentrional de la zona de los bancos estructurales, en los márgenes de las plataformas marginales se observa una tendencia NE-SO, al oeste del Banco de Galicia se observa una tendencia N-S y en los extremos de las plataformas marginales y sector septentrional del margen se observa una tendencia NO-SE. (Fig. 5.10.B).

Para la realización de mapas de densidades de longitudes y de número de lineamientos en función de su orientación se ha utilizado el tamaño de celda de 12x12 kilómetros (Fig. 5.11 y 5.12), ya que para un tamaño de celda superior se obtenían numerosos valores nulos y el mapa perdía significado geológico.

Atendiendo al número de lineamientos, los lineamientos de orientación E-O se localizan principalmente en el Alto de Charcot, describiendo una morfología elongada de dirección E-O, y a lo largo de diferentes zonas del talud continental atlántico (Fig. 5.11.A.). Se pueden observar otros máximos relativos en el extremo occidental del sector del Banco de Galicia, al oeste de la Plataforma de Ortegal y, en menor medida, en la Plataforma de Castro y en el extremo nororiental del Alto de A Coruña (Fig. 5.11.A.). En el mapa de densidad de longitud de lineamientos se puede observar que los valores más elevados se concentran en estas mismas zonas, aunque los máximos de densidad más relevantes se localizan en el Alto de Charcot (Fig. 5.12.A).



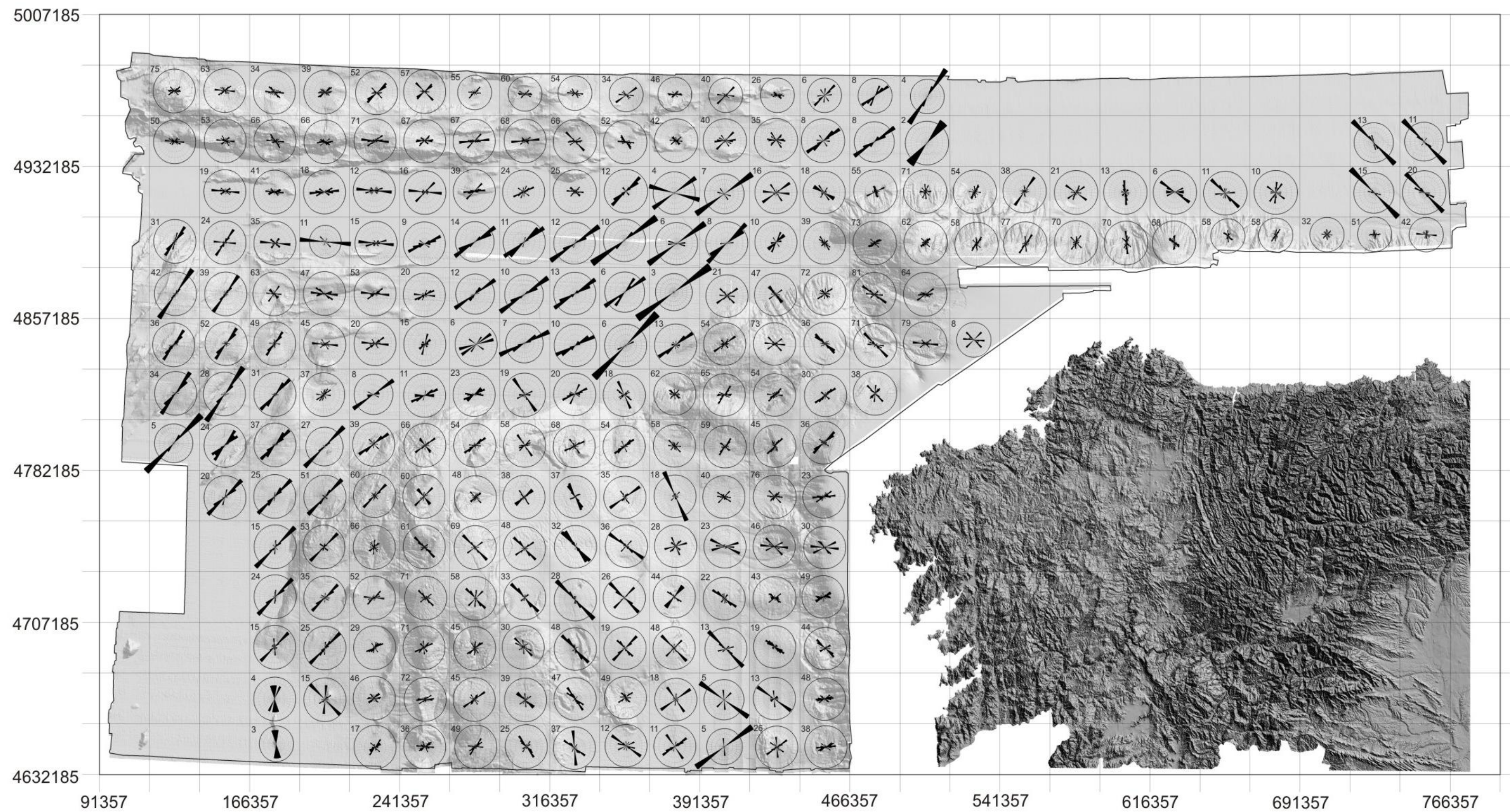


Figura 5.8. Diagramas en rosa mostrando la orientación de los lineamientos dentro de cada celdilla cuadrada de 25 x 25 kilómetros. El círculo externo representa el 20% de los lineamientos en cada celda. El número de lineamientos existente en cada celda se indica en su borde superior izquierdo.





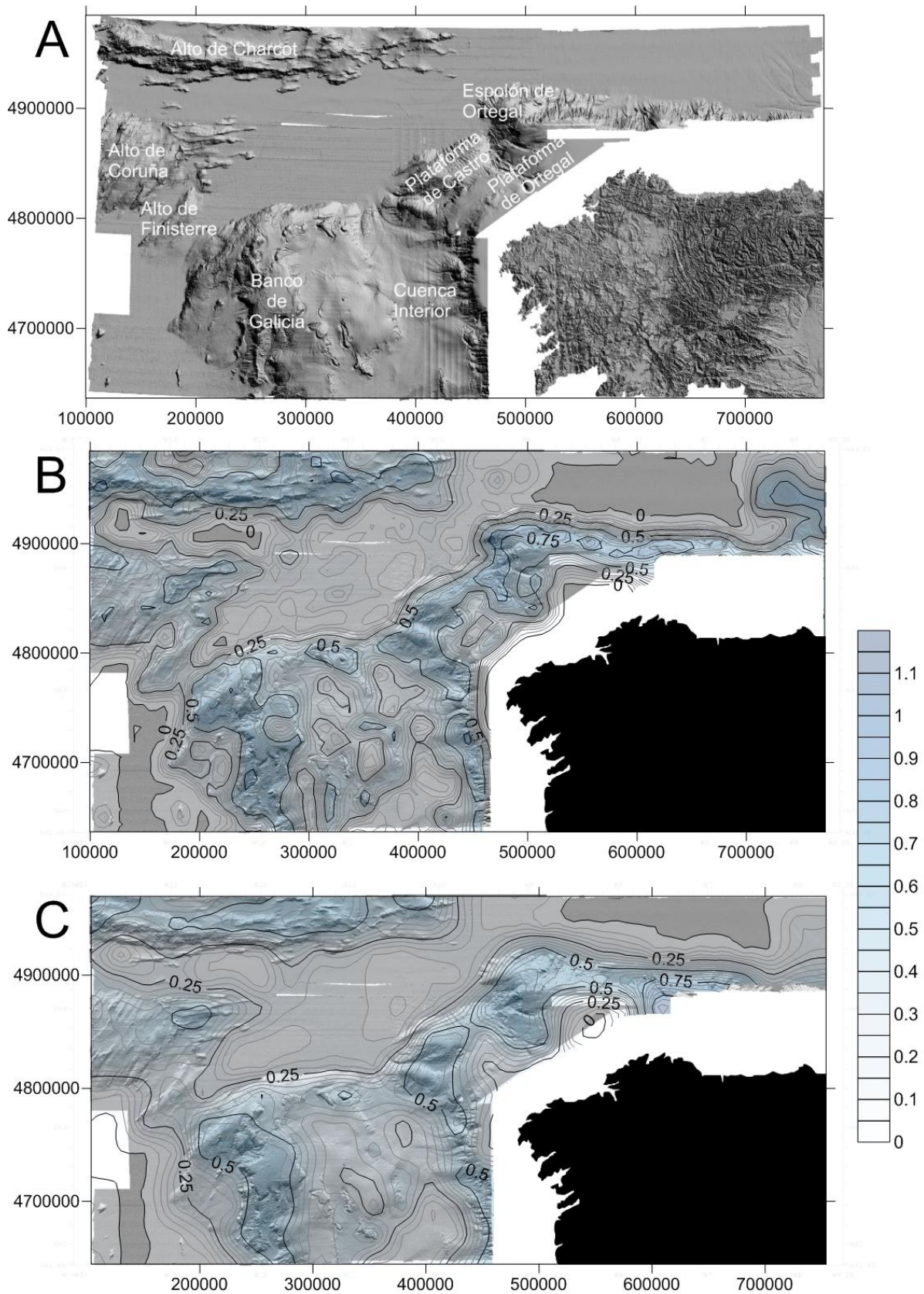


Figura 5.9. (A) Mapa batimétrico de la zona de estudio con los principales elementos nombrados en el texto. Mapa de densidad de longitudes de lineamientos en km/km<sup>2</sup> usando celdillas de diferentes dimensiones: (B) 12 x12 kilómetros y (C) 25 x25 kilómetros.



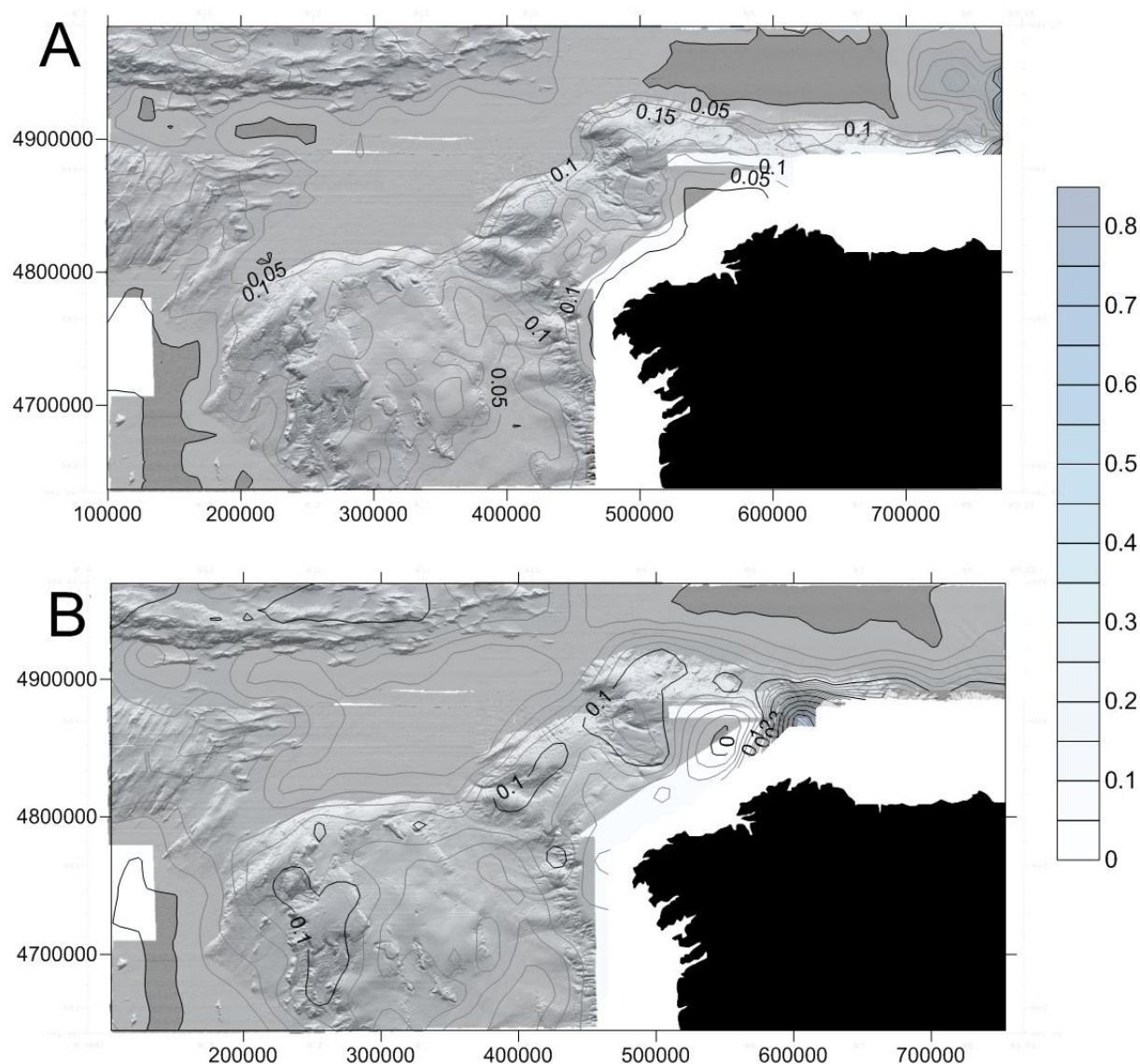


Figura 5.10. Mapa de densidad del número de lineamientos en  $\text{km}/\text{km}^2$  usando celdillas de diferentes dimensiones: (A) 12 x 12 kilómetros y (B) 25 x 25 kilómetros.

Los lineamientos de dirección NE-SO son los más abundantes si nos centramos en la densidad en relación al número de lineamientos. Las máximas densidades se localizan en el extremo occidental del sector del Banco de Galicia y plataformas marginales, mostrando ambas zonas una morfología de dirección NNO-SSE y NE-SO, en el borde del Espolón de Ortegal con unas morfologías de dirección NE-SO, y en los altos de A Coruña y Finisterre, con una morfología irregular de tendencia NO-SE y NE-SO, respectivamente (Fig. 5.11.B). Se puede observar que estas mismas zonas, principalmente los altos de A Coruña y Finisterre así como la zona occidental del Banco de Galicia, son los que concentran los lineamientos con longitudes más elevadas (Fig. 5.12.B).

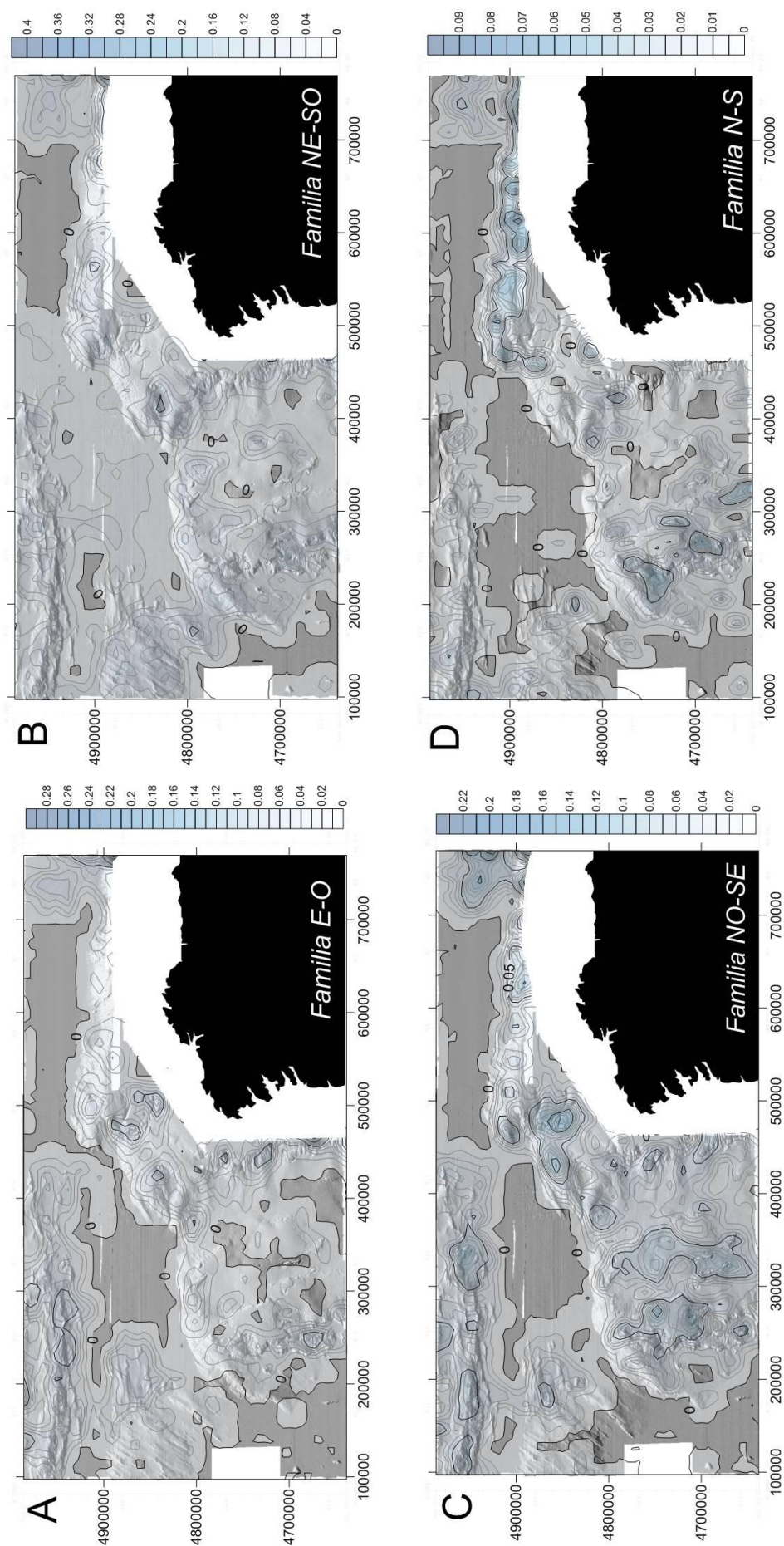


Figura 5.11. Mapas de densidad de número de lineamientos en  $\text{km}^2/\text{km}^2$  usando un tamaño de celda de  $12 \times 12$  kilómetros para las familias de orientación obtenidas del análisis de los lineamientos: E-O, NE-SO, NO-SE y N-S.



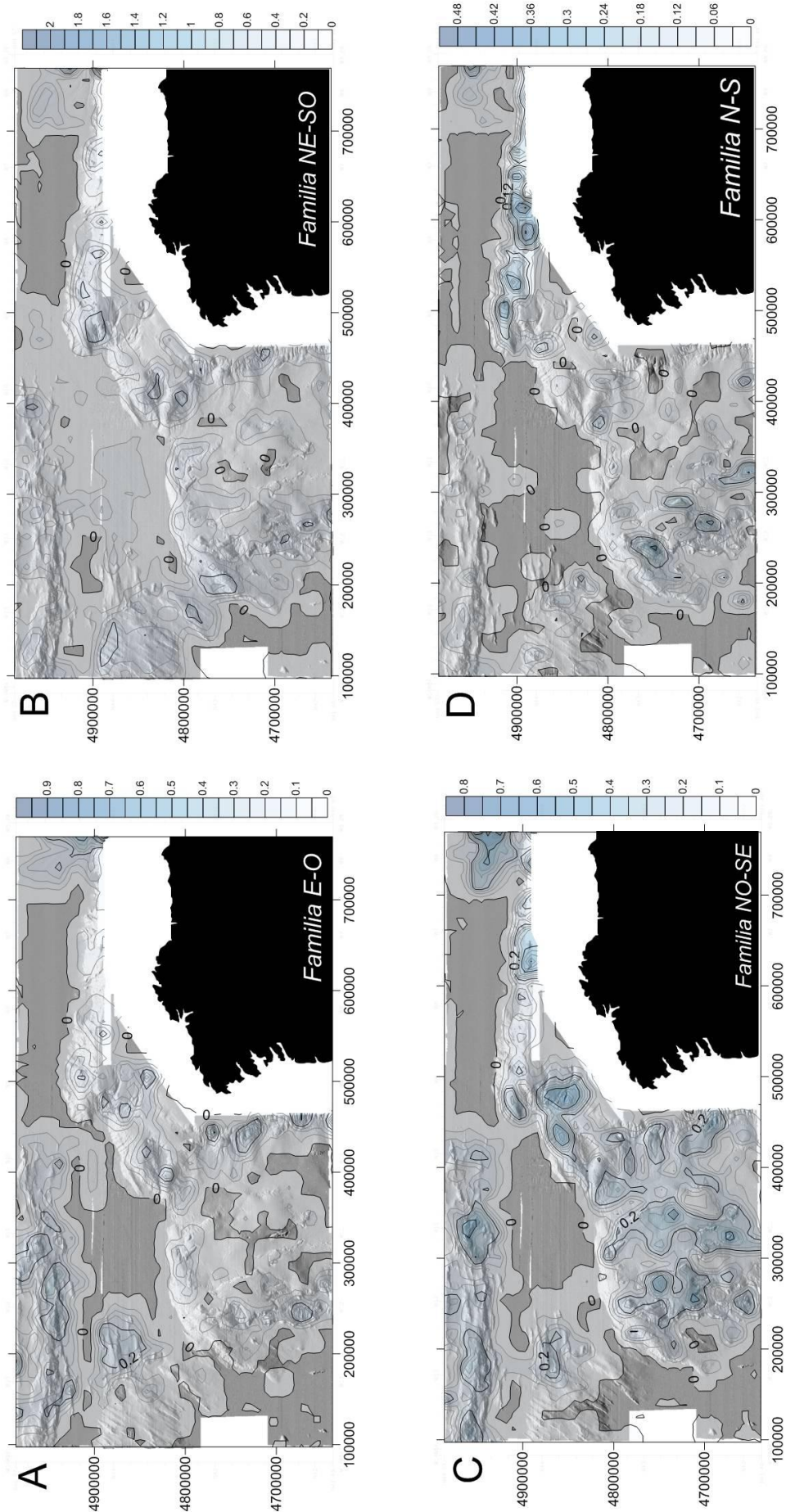


Figura 5.12. Mapas de densidad de longitudes de lineamientos en  $\text{km}/\text{km}^2$  usando un tamaño de celda de  $12 \times 12$  kilómetros para las familias de orientación obtenidas del análisis de los lineamientos: E-O, NESO, NOSE y N-S.

El mapa de densidades en función del número de lineamientos muestra que los lineamientos de dirección NO-SE se localizan, principalmente, en el sector del Banco de Galicia, describiendo morfologías de dirección NNO-SSE, al oeste de la Plataforma de Ortegal y noroeste de la Plataforma de Castro, con morfologías de dirección NO-SE y NE-SO, respectivamente, y en el sector septentrional del Margen Cantábrico, principalmente en el extremo oriental, con morfologías de dirección NO-SE y N-S (Fig. 5.11.C). Además, en la llanura abisal se observan máximos con morfología elongada de dirección E-O en el Alto de Charcot, NO-SE y E-O en el Alto de A Coruña, NE-SO en el extremo del Espolón de Ortegal y NO-SE en el extremo oriental de la llanura abisal (Fig. 5.11.C). En estas mismas zonas se van a concentrar los valores de densidad de longitudes más elevados, siendo la parte occidental de la Plataforma de Ortegal y el sector septentrional del margen donde se concentren los máximos de densidad más relevantes (Fig. 5.12.C).

Finalmente, atendiendo a las densidades de lineamientos de dirección N-S en función del número de lineamientos, se observa que éstos se concentran fundamentalmente en dos zonas, en el sector del Banco de Galicia, donde se observan máximos puntuales dispersos con morfologías de dirección NNE-SSO, en el extremo occidental de las plataformas marginales y en el sector del Margen Cantábrico extendiéndose desde la Plataforma de Ortegal hasta el extremo más oriental de la zona de estudio con una orientación E-O (Fig. 5.11.D). Del mismo modo, los valores de densidad de longitud más elevados se concentran a lo largo del Margen Cantábrico y en la parte central y meridional del Banco de Galicia, presentando una distribución E-O en el Margen Cantábrico y N-S en el entorno del Banco de Galicia (Fig. 5.12.D).

### 5.3 RELACIONES DE CORTE DE LOS LINEAMIENTOS

Se ha llevado a cabo un análisis cuantitativo y cualitativo de las relaciones de corte observadas entre los diferentes lineamientos identificados en la zona de estudio. El análisis de las relaciones de corte va a permitir determinar una cronología relativa de las direcciones de los lineamientos.

Para llevar a cabo el estudio se han tenido en cuenta las 6638 relaciones de corte de las cuatro principales orientaciones de los lineamientos identificadas, que son NE-SO, NO-SE, E-O y N-S, estableciendo la cronología relativa de cada una de ellas con las otras tres. Se ha elaborado un mapa donde se localizan las relaciones de corte en la zona de estudio (Fig. 5.13) y una tabla donde se recogen los resultados de este análisis (Fig. 5.14.A) y.

Entre los lineamientos de direcciones NE-SO y NO-SE se han observado un total de 3217 relaciones de corte. De ellas, 2170 (67%) indican que las NO-SE son anteriores a las NE-SO, y 1047 relaciones (33%) indican la cronología contraria (Fig. 5.14.A). Para direcciones E-O y NE-SO, se han observado un total de 923 relaciones de corte. En el 52% de los casos observados (478 relaciones de corte) los lineamientos con dirección NE-SO son anteriores a las E-O, mientras que en el 48% de los casos (445 relaciones de corte) son posteriores (Fig. 5.14.A). Se han observado un total de 1853 relaciones de corte para las direcciones N-S y NE-SO. De ellas, 1542 (83%) muestran que las NE-SO son anteriores a las N-S, mientras que 311 relaciones de corte (17%) muestran que las N-S son anteriores a las NE-SO (Fig. 5.14.A). Entre los



lineamientos de direcciones NO-SE y E-O se han identificado un total de 825 relaciones de corte. En el 57% de los casos observados (466 relaciones de corte) las NO-SE son anteriores a las E-O, sin embargo, en el 43% (359 relaciones de corte) se observa lo contrario (Fig. 5.14.A). Se han observado 501 relaciones de corte para las direcciones N-S y NO-SE. Los resultados muestran que en 310 de estas relaciones de corte (62%) los lineamientos de dirección NO-SE son anteriores a los de dirección N-S, mientras que en las 191 relaciones de corte restantes (38%) se observa la cronología contraria (Fig. 5.14.A). Para direcciones N-S y E-O, se han observado un total de 262 relaciones de corte. En el 65% de los casos observados (170 relaciones de corte) las N-S son anteriores a las E-O, mientras que en el 35% de los casos (92 relaciones de corte) son posteriores (Fig. 5.14.A). A partir de estos datos, se puede establecer que las morfoestructuras de orientación NO-SE fueron anteriores al desarrollo de las de dirección NE-SO. Simultáneamente al desarrollo de estas morfoestructuras se desarrollan las de dirección E-O. Las morfoestructuras de dirección N-S se generarían posteriormente a las anteriores. Finalmente, se observa como las morfoestructuras E-O rejuegan en las etapas finales de configuración del margen (Fig. 5.14.A).

Además, este mismo estudio se ha llevado a cabo tanto en el talud continental como en la llanura abisal por separado, estableciéndose la cronología relativa de las orientaciones principales de los lineamientos a partir de sus relaciones de corte. Se han elaborado dos tablas donde se recogen los resultados de este análisis (Fig. 5.14.B y C).

En el talud continental se han observado un total de 2610 relaciones de corte entre los lineamientos de dirección NE-SO y NO-SE. De ellas, 1843 (71%) indican que las NO-SE son anteriores a las NE-SO, y 767 relaciones (29%) indican la cronología contraria (Fig. 5.14.B). Para direcciones E-O y NE-SO, se han observado un total de 476 relaciones de corte. En el 58% de los casos observados (276 relaciones de corte) los lineamientos con dirección NE-SO son anteriores a las E-O, mientras que en el 42% de los casos (200 relaciones de corte) son posteriores (Fig. 5.14.B). Entre los lineamientos de direcciones N-S y NE-SO se han identificado un total de 1759 relaciones de corte. En el 85% de los casos observados (1457 relaciones de corte) las NE-SO son anteriores a las N-S, sin embargo, en el 15% (262 relaciones de corte) se observa lo contrario (Fig. 5.14.B). Se han observado un total de 483 relaciones de corte para las direcciones E-O y NO-SE. De ellas, 264 (55%) muestran que las NO-SE son anteriores a las E-O, mientras que 219 relaciones de corte (45%) muestran que las E-O son anteriores a las NO-SE (Fig. 5.14.B). Se han observado 419 relaciones de corte para las direcciones N-S y NO-SE. Los resultados muestran que en 263 de estas relaciones de corte (63%) los lineamientos de dirección NO-SE son anteriores a los de dirección N-S, mientras que en las 156 relaciones de corte restantes (37%) se observa la cronología contraria (Fig. 5.14.B). Para direcciones N-S y E-O, se han observado un total de 185 relaciones de corte. En el 69% de los casos observados (128 relaciones de corte) las N-S son anteriores a las E-O, mientras que en el 31% de los casos (57 relaciones de corte) son posteriores (Fig. 5.14.B). En este sector se observa que las morfoestructuras de orientación NO-SE son anteriores a las de dirección NE-SO. Las morfoestructuras de orientación N-S son posteriores a las de dirección NO-SE y NE-SO. Las estructuras de orientación E-O se han desarrollado simultáneamente a las de dirección NO-SE y NE-SO y son posteriores a las de orientación N-S.



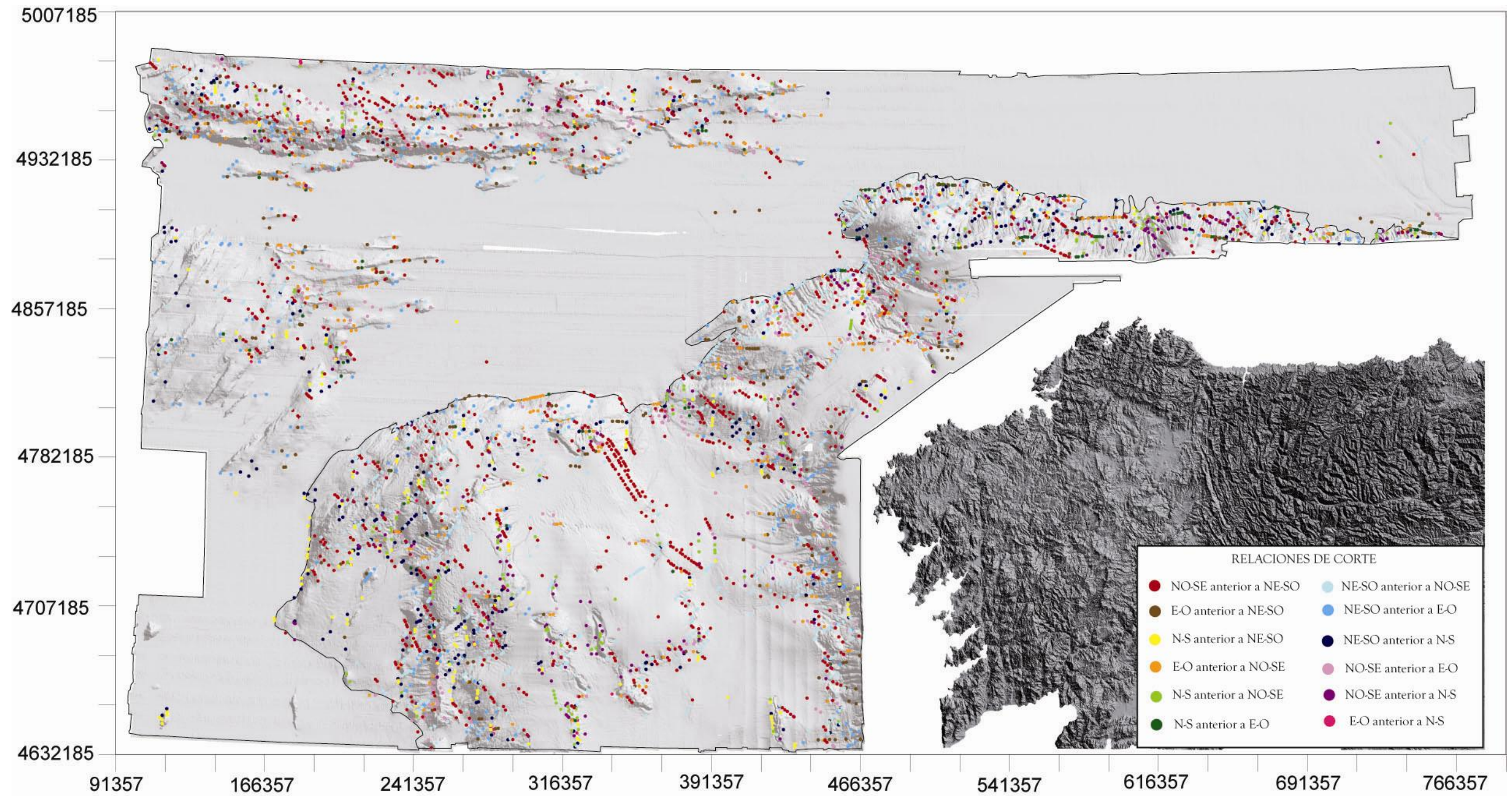


Figura 5.14. Mapa batimétrico de la zona de estudio donde se identifican las relaciones de corte de las cuatro principales orientaciones de los lineamientos identificados. Los colores se corresponden con los expuestos en la figura 5.13.A.





		ANTERIORES			
POSTERIORES	A	NE-SO	NO-SE	E-O	N-S
	NE-SO		2170 67%	445 48%	311 17%
	NO-SE	1047 33%		359 43%	191 38%
	E-O	478 52%	466 57%		170 65%
	N-S	1542 83%	310 62%	92 35%	
POSTERIORES	B	NE-SO	NO-SE	E-O	N-S
	NE-SO		1843 71%	200 42%	262 15%
	NO-SE	767 29%		219 45%	156 37%
	E-O	276 58%	264 55%		128 69%
	N-S	1457 85%	263 63%	57 31%	
POSTERIORES	C	NE-SO	NO-SE	E-O	N-S
	NE-SO		327 54%	245 55%	49 36%
	NO-SE	280 46%		140 41%	35 43%
	E-O	202 45%	202 59%		42 54%
	N-S	85 64%	47 57%	35 46%	

Figura 5.14. Cronología relativa de las direcciones de los lineamientos a partir de las relaciones de corte observadas en (A) toda la zona de estudio (B) talud continental y (C) llanura abisal. En el extremo superior izquierdo se representa el número de datos y en el extremo inferior derecho el porcentaje con respecto a su relación contraria (localizada en el recuadro simétrico respecto a la diagonal en gris). Los colores utilizados en (A) se corresponden a los de la figura 5.13.



En la llanura abisal, entre los lineamientos de direcciones NE-SO y NO-SE se han observado un total de 607 relaciones de corte. De ellas, 327 (54%) indican que las NO-SE son anteriores a las NE-SO, y 280 relaciones (46%) indican la cronología contraria (Fig. 5.14.C). Para direcciones E-O y NE-SO, se han observado un total de 447 relaciones de corte. En el 45% de los casos observados (202 relaciones de corte) los lineamientos con dirección NE-SO son anteriores a las E-O, mientras que en el 55% de los casos (245 relaciones de corte) son posteriores (Fig. 5.14.C). Se han observado un total de 134 relaciones de corte para las direcciones N-S y NE-SO. De ellas, 85 (64%) muestran que las NE-SO son anteriores a las N-S, mientras que 49 relaciones de corte (36%) muestran que las N-S son anteriores a las NE-SO (Fig. 5.14.C). Entre los lineamientos de direcciones NO-SE y E-O se han identificado un total de 342 relaciones de corte. En el 59% de los casos observados (202 relaciones de corte) las NO-SE son anteriores a las E-O, sin embargo, en el 41% (140 relaciones de corte) se observa lo contrario (Fig. 5.14.C). Se han observado 82 relaciones de corte para las direcciones N-S y NO-SE. Los resultados muestran que en 47 de estas relaciones de corte (57%) los lineamientos de dirección NO-SE son anteriores a los de dirección N-S, mientras que en las 35 relaciones de corte restantes (43%) se observa la cronología contraria (Fig. 5.14.C). Para direcciones N-S y E-O, se han observado un total de 77 relaciones de corte. En el 54% de los casos observados (42 relaciones de corte) las N-S son anteriores a las E-O, mientras que en el 46% de los casos (35 relaciones de corte) son posteriores (Fig. 5.14.C). En la zona abisal el desarrollo de las morfoestructuras por lo general es simultáneo en el tiempo, aunque se puede apreciar como las morfoestructuras de dirección N-S son posteriores a las de orientación NE-SO y que las de dirección E-O son posteriores a las de orientación NO-SE.

---

*Capítulo 6. Procesos  
sedimentarios y tectónicos  
recientes y evolución Plioceno-  
Cuaternaria*



## *6. Procesos sedimentarios y tectónicos recientes y evolución Plioceno-Cuaternaria*

---

### 6.1. DISTRIBUCIÓN DE PROCESOS SEDIMENTARIOS RECIENTES

La integración y comparación de los resultados obtenidos del análisis de las facies acústicas o ecocarácter, de la reflectividad, así como del estudio de los elementos morfológicos de la zona de estudio, ha permitido determinar los procesos sedimentarios recientes del margen continental y llanuras abisales del norte de Iberia (Fig. 6.1 y Tabla 6.1).

Teniendo en cuenta que no se ha dispuesto de muestras de sedimentos del fondo marino en la zona de estudio (Fig. 6.1.A), a partir de la información morfológica, establecida a partir de los datos de batimetría, de reflectividad del fondo y del análisis del ecocarácter y de la estratigrafía sísmica, y a partir del análisis de perfiles sísmicos de muy alta resolución (TOPAS), alta resolución (*Sparkler*) y media resolución (*Airgun*), se han diferenciado cuatro tipos de procesos sedimentarios según su origen: por corrientes de fondo, gravitacionales, mixtos (por la combinación de estos dos), y tectónicos (Tabla 6.1). A su vez, para tener una primera imagen de los procesos dominantes en la zona de trabajo, estos cuatro tipos se pueden agrupar en tres grandes conjuntos de procesos (Fig. 6.1.B): deposicionales, erosivos y tectónicos. Esta agrupación pone de manifiesto que los procesos sedimentarios dominantes en el sector occidental del Margen Continental Nor-Ibérico tienen un carácter erosivo, ya sea debido a procesos sedimentarios gravitacionales como a corrientes de fondo. Por el contrario, en llanuras abisales predominan los procesos deposicionales y tectónico (Fig. 6.1.B).

En el talud continental predominan los procesos sedimentarios generados por corrientes de fondo y su interacción con las plataformas marginales y bancos estructurales, así como por procesos gravitacionales en cañones submarinos y/o zonas de pendientes elevadas. También cabe destacar el desarrollo de procesos relacionados con la actividad tectónica y caracterizados por la reactivación de estructuras antiguas (fallas y pliegues) bajo el campo de esfuerzos reciente y por procesos de escape de fluidos, estos últimos fundamentalmente en el sector de la Plataforma Marginal de Ortegá.



En las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia, en el sector de los altos estructurales dominan los procesos tectónicos, mientras que en las zonas de llanura dominan los procesos de origen gravitacional tanto erosivos como deposicionales (Fig. 6.1).

En los siguientes apartados se describen en detalle los diferentes procesos sedimentarios según su distribución y caracterización en la zona de estudio y se discutirá su origen.

#### **6.1.1. Procesos sedimentarios por corrientes de fondo**

Se han descrito rasgos contorníticos tanto en el talud continental como en la Llanura Abisal de Vizcaya (Fig. 6.2) y que a continuación se describirán en detalle según su localización, caracterización y génesis.

##### *6.1.1.1. Talud continental*

Se han descrito morfologías, ecocaracteres y reflectividades que se podrían asociar a rasgos contorníticos tanto de carácter erosivo como deposicional, en la zona septentrional del Banco de Galicia, en concreto al pie de los altos de Fernando y Ordoño, en las plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro, así como en las cabeceras de los cañones del Ferrol y A Coruña (Figs. 6.1 y 6.2).

Como rasgos erosivos generados por las corrientes de fondo, en la zona de estudio los más representativos son las fosas contorníticas, que se desarrollan fundamentalmente alrededor de los Altos de Ordoño (Fig. 2.9.B) y en la Plataforma Marginal de Ortegal (Fig. 2.21), donde además se generan superficies de abrasión (Fig. 2.21) y caracterizadas por los ecos 1A, 1C y 1K (Tabla 6.1, Figs. 6.1 y 6.2).

El eco clasificado en este estudio como 1A se puede asociar con sedimentos con proporciones de 54% arcilla/arena y 46% fango, por su semejanza con el eco 1A definido por Damuth (1975, 1978, 1980) en ambientes profundos del Atlántico occidental y septentrional. Algunos autores sugieren que este tipo de eco tan marcado y la ausencia de reflectores en el subfondo pudiera ser el resultado de la dispersión de la energía acústica tanto por formas erosivas/deposicionales en el fondo marino y/o por capas relativamente potentes de arena/arcilla (Bryan y Markl, 1966; Damuth, 1975, 1978, 1980; Embley, 1975, 1976; Damuth y Hayes, 1977; Stow *et al.*, 2002c; Hunter *et al.*, 2007). En esta zona del margen este eco se interpreta como sedimentos groseros producidos por procesos de alta energía que retiran por erosión el material fino dando lugar a una superficie altamente reflectiva (-6,6 a -21 dB) (Tabla 6.1). El estudio realizado por Alejo *et al.* (2012), en el cuál se analiza la composición y el tamaño de grano de muestras superficiales recogidas en la Plataforma Marginal de Ortegal, constata el ambiente de alta energía predominante, ya que el registro sedimentario de los depósitos recuperados está compuesto por sedimentos de tamaño de grano arena gruesa en la zona suroeste y hacia el noreste por arena muy fina.

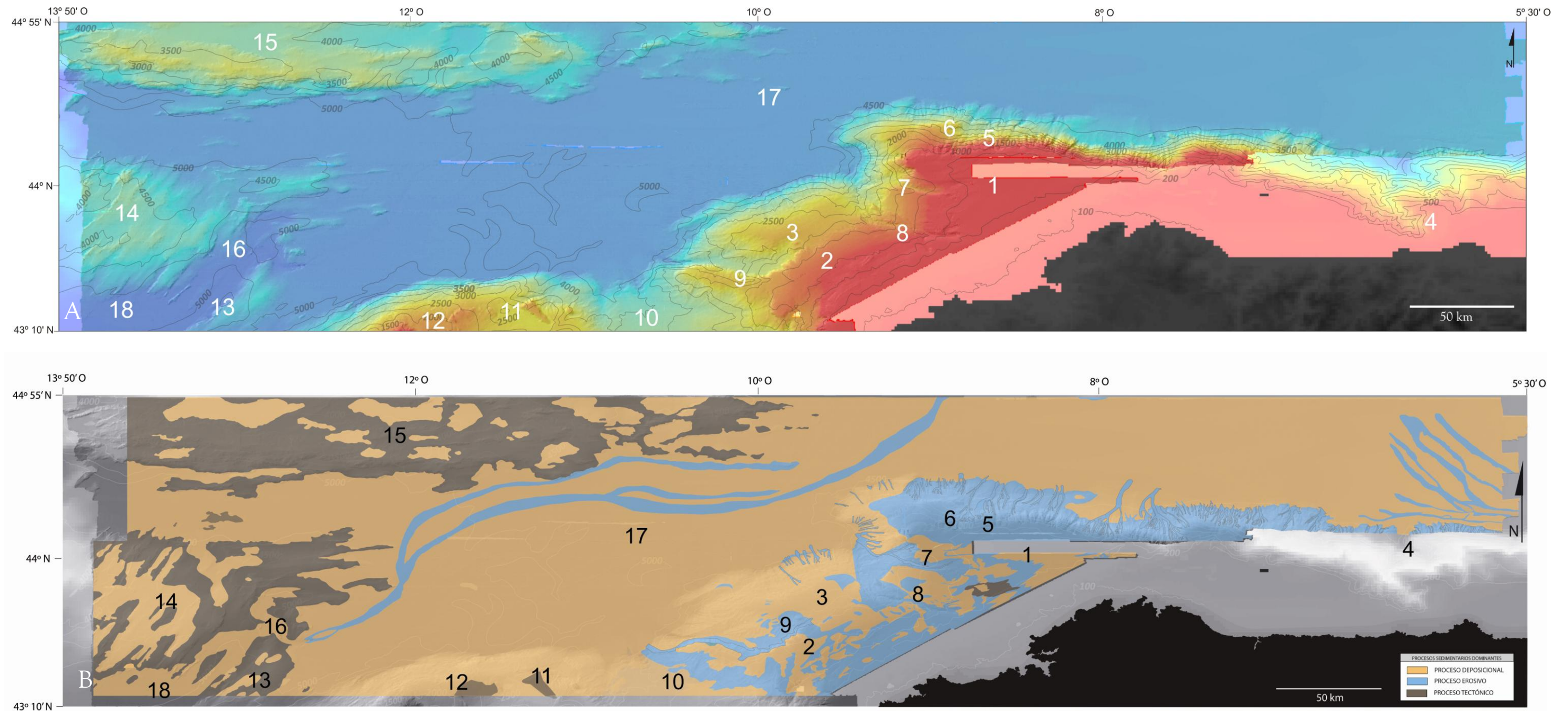


Figura 6.1. Zona de estudio. A) Modelo digital multihaz con los principales elementos fisiográficos. (1) Plataforma de Ortegá, (2) Plataforma de Pardo Bazán, (3) Plataforma de Castro, (4) Cañón de Avilés, (5) Cañón de La Frouseira, (6) Cañón de San Jorge, (7) Cañón de El Ferrol, (8) Cañón de A Coruña, (9) Cañón de Lage, (10) Cuenca Interior, (11) Alto de Fernando, (12) Alto de Ordoño, (13) Alto de Finisterre, (14) Alto de A Coruña, (15) Alto de Charcot, (16) Theta Gap, (17) Llanura Abisal de Vizcaya, (18) Llanura Abisal de Iberia. B) Distribución de los procesos sedimentarios dominantes en el margen.





Batimetria	Reflectividad	TOPAS	Procesos sedimentarios	Batimetria	Reflectividad	TOPAS	Procesos sedimentarios
			Proceso erosivo				Proceso tectónico asociado a escape de fluidos
			Proceso deposicional hemipelágico y/o turbidítico				Proceso erosivo por corrientes de fondo
			Proceso erosivo por corrientes contorníticas				Proceso erosivo por corrientes turbidíticas
			Proceso deposicional turbidítico y/o hemipelágico				Proceso gravitacional en masa
			Proceso deposicional por corrientes de fondo				Proceso erosivo por corrientes turbidíticas o afloramiento del basamento
			Proceso gravitacional en masa				Proceso gravitacional
			Proceso deposicional mixto				Proceso deposicional por corrientes de fondo
			Proceso deposicional hemipelágico				Proceso deposicional mixto
			Proceso gravitacional por flujo turbidítico				Proceso deposicional por corrientes turbidíticas
			Proceso deposicional hemipelágico				Proceso deposicional por corrientes contorníticas
			Proceso erosivo por corrientes de fondo				

Tabla 6.1. Clasificación de los procesos sedimentarios recientes de la zona de estudio, basados en la integración de los resultados de batimetría, reflectividad y análisis de facies acústicas superficiales.





Los sedimentos laminares compuestos por una alternancia de unidades de alta y baja reflectividad y truncados hacia el borde de la Plataforma Marginal de Ortegal, que caracterizan el eco 1C (Tabla 6.1), se pueden relacionar a procesos erosivos debidos a corrientes de fondo en la parte distal del cuerpo sedimentario que constituye dicha plataforma (Fig. 6.2).

Localmente, en la parte central de la Plataforma de Ortegal, se identifica el eco del tipo 1K, donde los reflectores que definen el relleno sedimentario se disponen oblicuos al fondo (Tabla 6.1). Esta respuesta acústica parece indicar un proceso erosivo que, teniendo en cuenta su localización, se puede asociar a la circulación de masas de agua y su interacción con el fondo, como muestra el carácter continuo y uniforme de la superficie del fondo (Tabla 6.1 y Fig. 6.2).

Los rasgos contorníticos de carácter deposicional de la zona de estudio (Fig. 6.2) comprenden, predominantemente, *drifts* monticulares, elongados y separados, y *drifts* adosados (Figs. 2.7, 2.8, 2.9), así como dorsales contorníticas y ondas sedimentarias (Fig. 2.10). Éstos están definidos por los ecos 1E, 3C, 4C y 1M (Tabla 6.1).

En la parte norte del Banco de Galicia y plataformas marginales de Ortegal y Pardo Bazán, se han identificado el desarrollo de cuerpos sedimentarios caracterizados por el eco 1E. Según trabajos previos, este tipo de eco se puede asociar a procesos deposicionales generados por corrientes de fondo (Damuth, 1973, 1980; Damuth y Hayes, 1977; Mullins *et al.*, 1979; Laine *et al.*, 1986; Damuth y Olson, 2001; Alves *et al.*, 2003). En el sector de los altos estructurales de Fernando y Ordoño (Tabla 6.1 y Fig. 6.2) el eco 1E presenta una señal de reflectividad media-baja (-25 a -32 dB) (Tabla 6.1) y se encuentra relacionado con un *drift* monticular, elongado y separado, así como a *drifts* adosados (Fig. 2.9). En la zona de las plataformas marginales, y asociados a una alta reflectividad (-21 a -25 dB) (Tabla 6.1), el eco 1E se asocia a *drifts* adosados (Fig. 2.8). Por último, en las cabeceras de los cañones de A Coruña y de El Ferrol el eco 1E corresponde con *drifts* monticulares elongados y separados (Fig. 2.7). Los estudios realizados por Damuth (1980), Damuth y Hayes (1977), Mullins *et al.* (1979) y Stow *et al.* (2002c) basados en ecos similares en los márgenes atlánticos septentrional y ecuatorial relacionan un eco marcado del fondo, con reflectores del subfondo bien marcados y con buena continuidad lateral, con depósitos compuestos de una alternancia de capas de sedimento arcilloso y arenoso, comúnmente interpretados como sedimentación pelágica o hemipelágica, aunque también es típica de depósitos contorníticos. Alejo *et al.* (2012) determinan a partir de muestras de sedimentos, que este sector de la Plataforma de Ortegal está constituido por arenas finas. Este hecho, junto a los procesos erosivos por corrientes de fondo anteriormente descritos, permiten definir la Plataforma Marginal de Ortegal como una terraza contornítica (Llave *et al.*, 2013). El eco 1E también se ha descrito en la Plataforma de Pardo Bazán, formando depósitos aislados. Hunter *et al.* (2007) a partir del análisis de ecocarácter en el Margen Meridional de Groenlandia observa depósitos con distribución y características acústicas semejantes, que asocian, a partir del análisis sedimentológico en testigos, a depósitos contorníticos adosados. Las facies estratificadas que componen el eco 1E (Tabla 6.1) se corresponderían a variaciones en la intensidad de las corrientes de fondo (Faugères y Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1993, 1999; Stow *et al.*, 1996, 2002; Llave, 2004; Llave *et al.*, 2001; Hernández-Molina *et al.*, 2008, 2011).

relacionados con la alternancia de periodos de alta y baja energía de la corriente como se describirá en el apartado 6.3.

Según Damuth (1980) los ecos que presentan un intenso y uniforme solapamiento de hipérbolas, similares al identificado como 3C (Fig. 2.10), se relacionan con reflexiones de pequeñas y regulares ondas sedimentarias o *ripples*. Damuth y Hayes (1977), en zonas del talud continental del Margen Oriental de Brasil, asocian el origen de estas formas de fondo con la acción de corrientes de contorno.

Además, en la cabecera del Cañón de El Ferrol aparece localmente el eco del tipo 4C, asociado a una baja reflectividad (-28 a -32 dB). Este tipo de eco ha sido anteriormente definido por Damuth y Hayes (1977) y Pratson y Laine, (1989) en los márgenes orientales de Brasil y Estados Unidos respectivamente, y asociado a procesos deposicionales que producen el relleno de cañones por la acción de corrientes de contorno (Tabla 6.1). En el Cañón de El Ferrol este eco está caracterizado por una sucesión de ondas sedimentarias de dirección N-S (Fig. 2.10), asimétricas, presentando una mayor pendiente en su flanco este, lo que indica una migración de estas ondas sedimentarias en esa dirección por la acción de corrientes de fondo pendiente arriba del cañón.

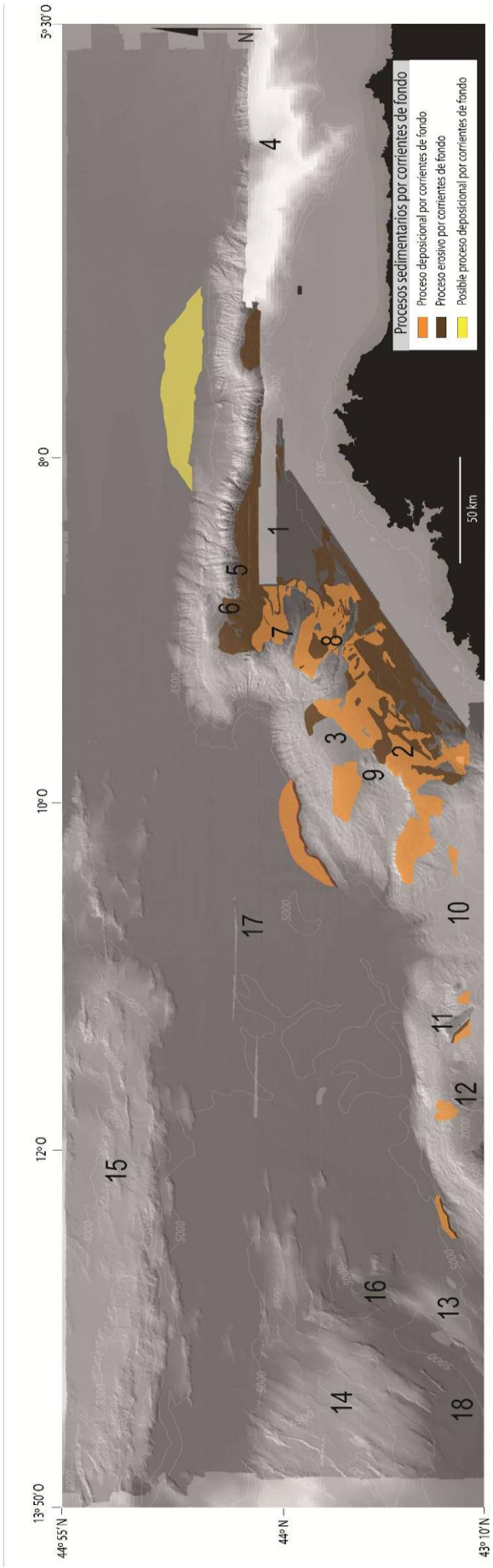
Además, se han determinado rasgos deposicionales caracterizados por el eco 1M (Tabla 6.1) en zonas de intercañones (Fig. 6.2). Según Pratson y Laine (1989) esta respuesta acústica estaría asociada a la acción de corrientes de fondo. Por tanto, el eco 1M se relaciona con dorsales contorníticas en las que se observa erosión al sur y depósito al norte por lo que la masa de agua que influye en su desarrollo circularía con una dirección S-N (Fig. 2.10).

#### 6.1.1.2. Llanuras abisales de Vizcaya e Iberia

Localmente se observa que en la parte septentrional y noroccidental de la Llanura Abisal de Vizcaya en la zona de estudio, en zonas próximas al margen, tienen lugar procesos deposicionales y erosivos originados por corrientes de fondo (Figs. 6.1 y 6.2).

Estos procesos han dado lugar al desarrollo de fosas contorníticas y cuerpos contorníticos, monticulares elongados y separados, asociados (Fig. 2.25), caracterizados por una alta reflectividad (-21 a -25 dB) y por el eco 1E (Tabla 6.1). Hacia el oeste de este depósito contornítico se observa en el registro sedimentario la alternancia de capas más masivas que se podrían corresponder con interacción de procesos transversales con longitudinales (Fig. 2.25).

Además, se han cartografiado zonas en las que posiblemente también se desarrollan este tipo de rasgos contorníticos pero que debido a la baja calidad de los perfiles sísmicos no se ha podido contrastar. Sin embargo, existen evidencias al noreste del Margen de Cabo Ortegal que hacen pensar en la influencia de masas de agua que se desplazan el oeste hacia el este, ya que se observa cómo las trayectorias de los cañones al pie del talud sufren un desplazamiento en esta dirección (Fig. 6.1).



6.2. Distribución de los procesos sedimentarios originados por las corrientes de fondo tanto deposicionales como erosivos, desarrollados en el talud continental y en la Llanura Abisal de Vizcaya.



Todos estos rasgos contorníticos descritos, tanto de origen erosivo como deposicional, y desarrollados a distintas profundidades, se generan por la interacción de las diversas masas de agua que componen la circulación intermedia y profunda en la zona de estudio (Fig. 6.3) y que a continuación se detalla. Además, muchos de estos rasgos contorníticos se localizan en zonas que Hernández-Molina *et al.* (2011) identificaron como potencialmente susceptibles de desarrollo de sistemas contorníticos como consecuencia de un aumento en las velocidades de las corrientes de fondo (Fig. 6.4).

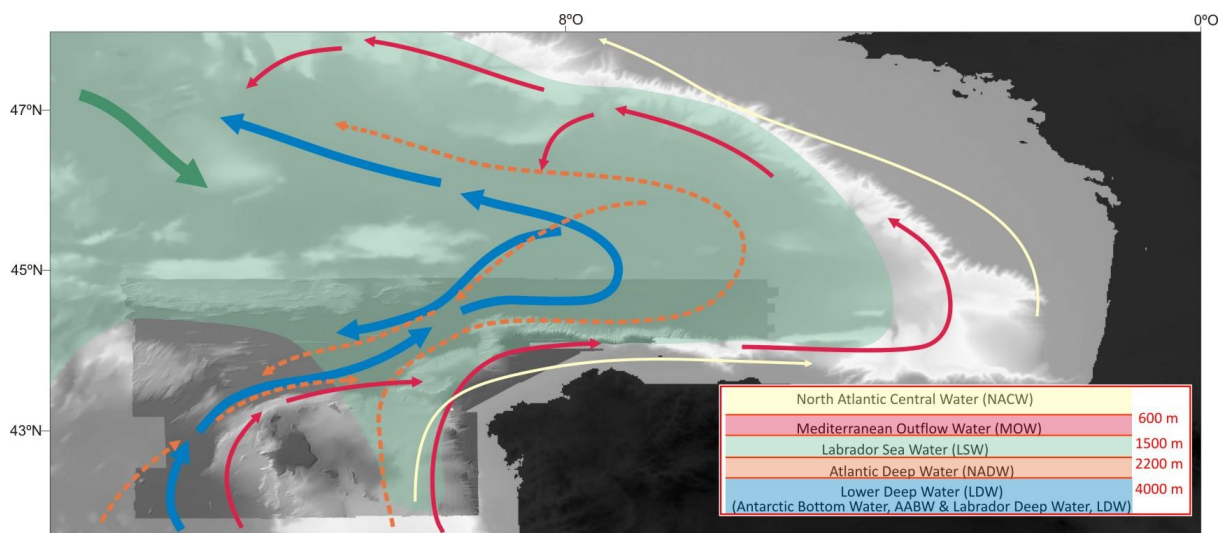


Figura 6.3. Mapa de la circulación general de las masas de agua en el Golfo de Vizcaya (modificado a partir de la compilación realizada por Hernández-Molina *et al.*, 2011).

Los rasgos contorníticos descritos en los altos de Ordoño y Fernando se desarrollan a una profundidad en torno los 2500-2700 m, por lo que estarían generados por la Masa de Agua Nor-Atlántica Profunda (NADW) (Fig. 6.5). Hernández-Molina *et al.* (2006) describen la interacción de las corrientes de fondo al encontrarse con un obstáculo, como altos o montes submarinos, estableciendo que en estas zonas se pueden producir incrementos de velocidad de hasta 10-20 veces las velocidades medias alrededor de los obstáculos, llegando a alcanzar velocidades de más de 50 cm/s (Hernández-Molina *et al.*, 2011).

Cuando las corrientes de fondo se encuentran con un obstáculo, como un alto o un monte submarino, se producen dos tipos de procesos (Hernández-Molina *et al.*, 2006):

- 1) Procesos de vorticidad, en los que predomina la acción de un par de vórtices helicoidales que giran a favor de la corriente en direcciones opuestas a lo largo de los flancos del obstáculo (Zenk, 2008);
- 2) Procesos advectivos, en los cuales la velocidad de la masa es menor, y el flujo alrededor del obstáculo gira en sentido horario (en el hemisferio norte) constituyendo un *eddy* vertical anticiclónico sobre el obstáculo (Columna de Taylor), aunque la estratificación de las

masas de agua, en general, inhibe los movimientos verticales y por tanto la extensión vertical de dichos *eddies*. Por esta acción, las masas de agua aumentan en intensidad y con frecuencia suelen desarrollarse surcos o valles marginales alrededor de la base de estos montes submarinos. Además la acción de la fuerza de Coriolis permite que se acelere el vórtice de la izquierda y se desacelere el vórtice de la derecha (corriente abajo y en el hemisferio norte), favoreciendo el mejor desarrollo de valles marginales en los flancos izquierdos en este hemisferio (al contrario en el hemisferio sur) (Roberts *et al.*, 1974; McCave y Carter, 1997). Por otra parte detrás de los obstáculos se favorece la acumulación sedimentaria y por tanto el desarrollo de parches contorníticos (Davies y Laughton, 1972; McCave y Carter, 1997; Masson *et al.*, 2003; Hernández-Molina *et al.*, 2006b).

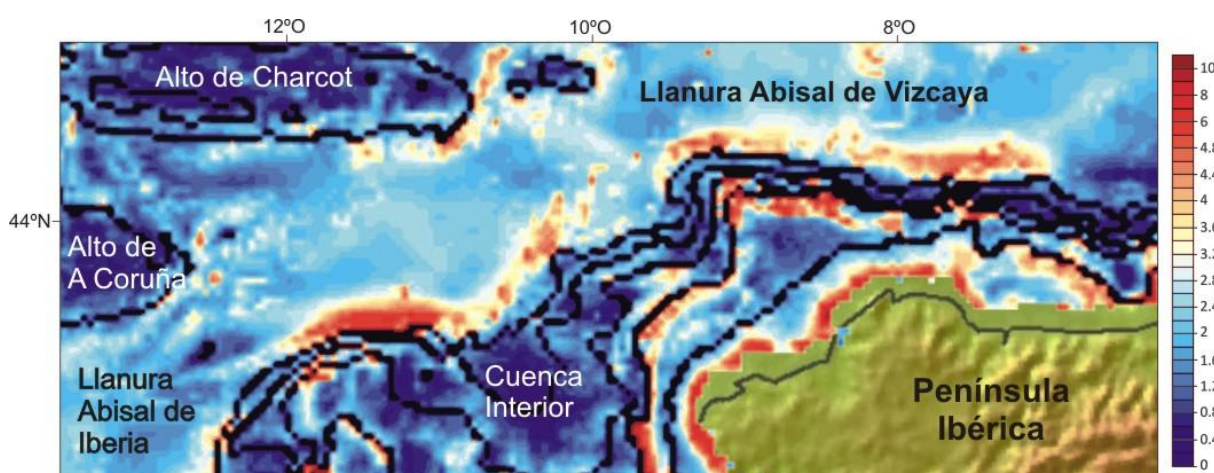


Figura 6.4. Valores medios de velocidad (cm/s) obtenidos a partir de simulaciones numéricas a lo largo del margen noroeste de la Península Ibérica. Tomado de Hernández-Molina *et al.* (2011).

Ejemplos de interacción de las masas de agua en Margen Ibérico con montes submarinos están descritos en el Mar de Alborán (Palomino *et al.*, 2010; Ercilla *et al.*, 2012, 2013), y a lo largo del Margen Atlántico Ibérico, en concreto, en el Golfo de Cádiz (Hernández-Molina *et al.*, 2006b; García *et al.*, 2009) y en el Margen de Galicia (Ercilla *et al.*, 2009, 2010, 2011, 2013) (Fig. 6.6).

En las plataformas marginales de Ortegá, Pardo Bazán y Castro cabe destacar que los rasgos contorníticos descritos se localizan a profundidades entorno a los 600, 1500 y 2000 m respectivamente. Si bien, el origen de estas plataformas es debido a procesos tectónicos que han dado lugar al progresivo hundimiento del margen continental hacia la cuenca oceánica (Maestro *et al.*, 2013, 2015), estas plataformas han quedado bajo la influencia de las masas de agua dominantes en la zona de estudio, y especialmente bajo la influencia de las interfases entre ellas con el fondo (Llave *et al.*, 2012) (Fig. 6.3).

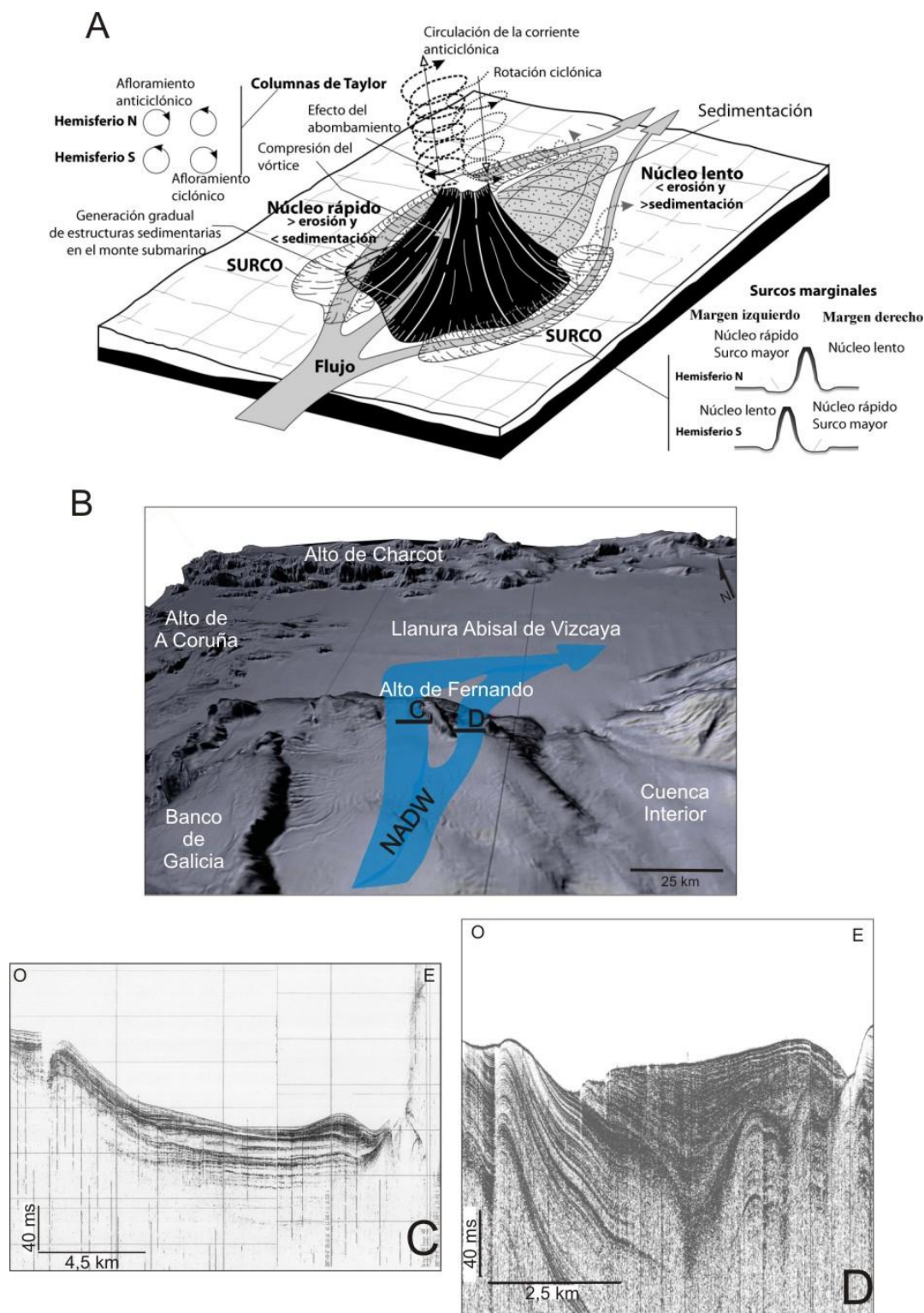


Figura 6.5. A) Esquema de la circulación de las masas de agua al encontrarse con un obstáculo (modificado de Hernández-Molina et al., 2006). B) MDT del sector occidental del Margen de Galicia donde se muestran las zonas de interacción de la NADW con el fondo y donde se señala dos secciones donde se observa la formación de depósitos contorníticos en relación con el Alto de Fernando. C) Ejemplo de perfil sísmico de muy alta resolución donde se muestra un depósito contornítico monticular elongado en el flanco oeste del Alto de Fernando. D) Ejemplo de perfil sísmico de muy alta resolución donde se muestra un depósito contornítico adosado en el flanco este del Alto de Fernando.



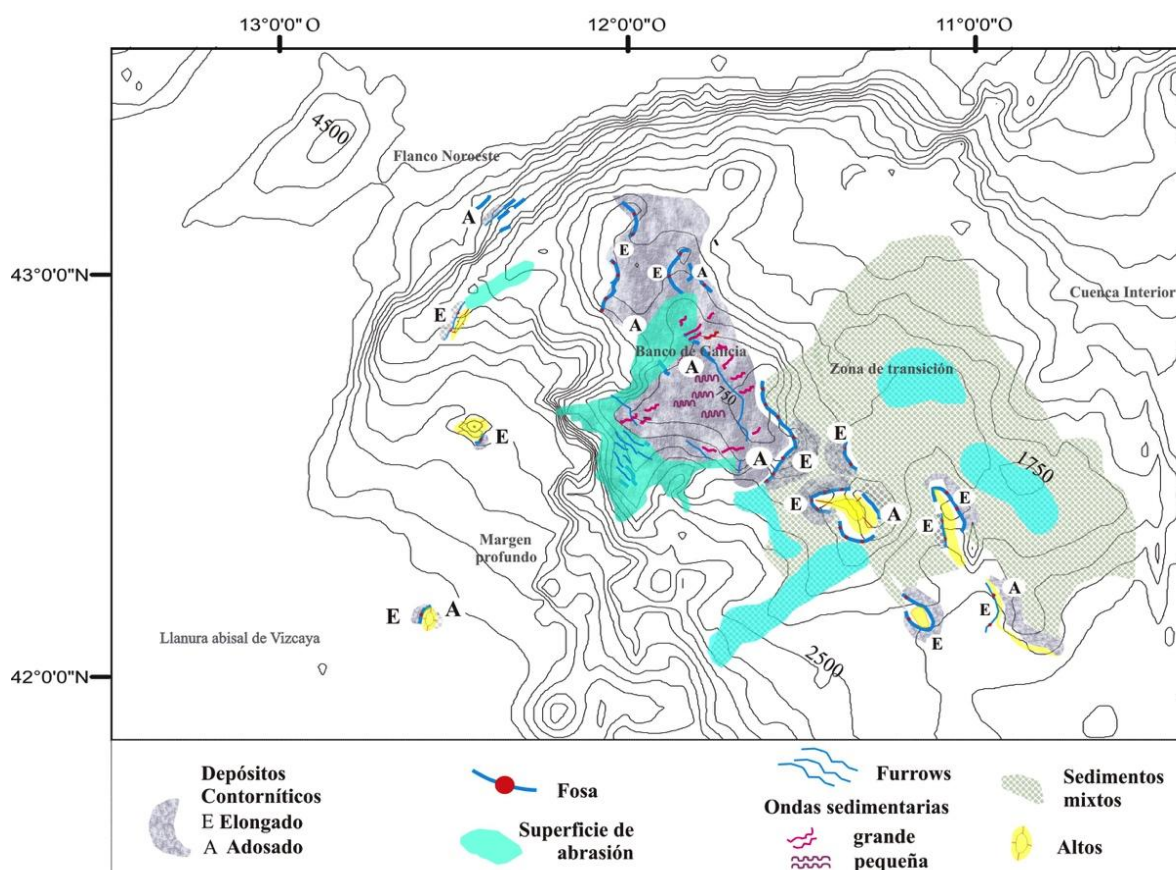


Figura 6.6. Esquema del mapa geomorfológico de la zona del Banco de Galicia. Tomado de Ercilla et al. (2008a).

Los rasgos contorníticos cartografiados (mayoritariamente depósitos contorníticos adosados y superficies de abrasión) a lo largo del talud continental del área de estudio han estado influenciados predominantemente por las masas de Agua Mediterránea (Mediterranean Outflow Water-MOW), del Labrador (Labrador Sea Water-LSW) y Nor-Atlántica Profunda (North Atlantic Deep Water-NADW), y especialmente por la interacción de las interfases (picnoclinas) entre ellas (Fig. 6.3). Estas picnoclinas, localmente, pueden generar vórtices y propagar ondas internas (Reid *et al.*, 1977), que van a desplazar localmente estas interfases y que generan corrientes muy energéticas que van a actuar sobre el fondo (Hernández-Molina *et al.*, 2009, 2011; Preu *et al.*, 2013), dando lugar a la erosión y resuspensión del sedimento (Dickson y Mccave, 1986; Cacchione *et al.*, 2002; Puig *et al.*, 2004; Shanmugan, 2014). El predominio de rasgos contorníticos en las Plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro evidencian el predominio local de los procesos sedimentarios longitudinales sobre los transversales (Figs. 6.2 y 6.3): en la Plataforma de Ortegal, bajo la influencia de la Corriente Mediterránea que se localiza entre los 600 y 1500 m de profundidad con dirección SO-NE (Ambar y Howe, 1979; Iorga y Lozier, 1999; Valencia *et al.*, 2004; González-Pola, 2006); en la Plataforma de Pardo Bazán bajo la influencia de la Corriente del Labrador que circula a una profundidad de entre 1500 y 2200 m, cuyo núcleo se sitúa a los 1800 m de profundidad (Van Aken, 2000, 2001; González-Pola, 2006), en dirección noreste (Alves *et al.*, 2003); y en la Plataforma de Castro bajo



la influencia de la Corriente Noratlántica Profunda que en este sector del margen circula a una profundidad entre 2200 y 3100 m en dirección noreste (Caralp, 1985; McCave *et al.*, 2001; González-Pola, 2006; Hernández-Molina *et al.*, 2011). En otros márgenes continentales también se ha descrito la existencia de terrazas generadas por la acción de las masas de agua en el talud continental, por ejemplo las terrazas contorníticas en los márgenes continentales de Alborán, Golfo de Cádiz y Cantábrico, así como en el talud del Margen Continental de Argentina, talud superior del Margen de Brasil o en el talud del Margen Continental de Porcupine (Ercilla *et al.*, 2002; Hernández-Molina *et al.*, 2009a, b, 2011, 2014a; Preu *et al.*, 2013; Maestro *et al.*, 2013; Rebesco *et al.*, 2014; Llave *et al.*, 2015).

Los depósitos contorníticos identificados en la zona occidental de la Plataforma de Ortegá, en concreto en las cabeceras de los cañones de El Ferrol y A Coruña a una profundidad de 400-500 m, también tienen su origen por la interacción de la MOW con el fondo. Aunque estos depósitos se sitúan por encima de la zona de influencia de la Corriente Mediterránea en esta zona (Fig. 6.3), su formación se relaciona con el ascenso local de la corriente por el eje de los cañones, erosionando a su paso las paredes de éstos e incorporando material al flujo ascendente que al llegar a la cabecera pierde intensidad dando lugar a la formación de estos depósitos (Fig. 6.7).

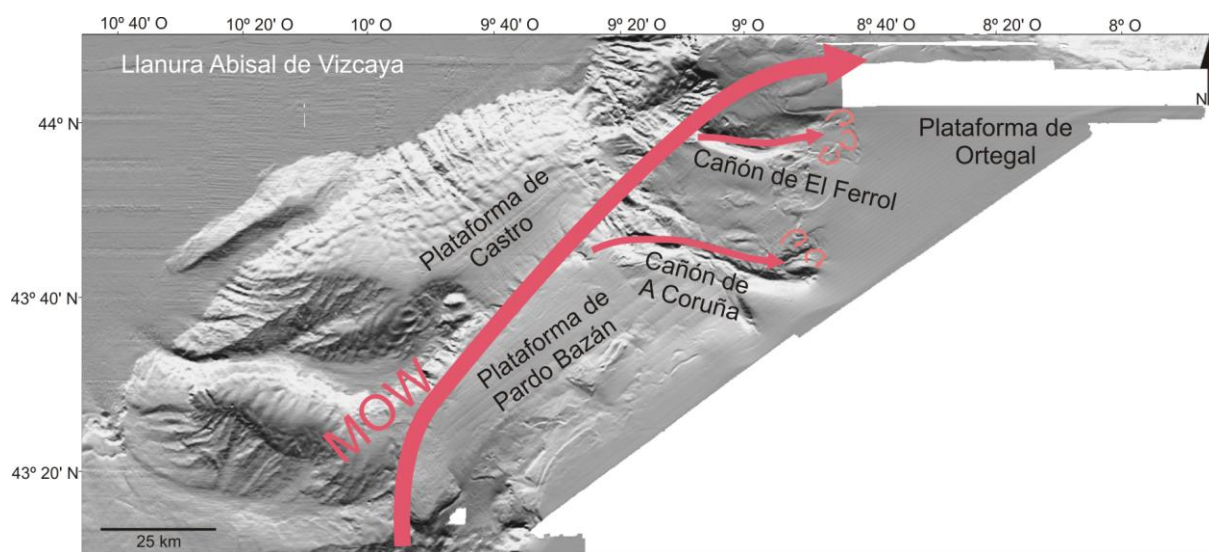


Figura 6.7. Esquema de la circulación de la Corriente Mediterránea a lo largo de los cañones de El Ferrol y A Coruña.

Muestras de sedimentos tomadas en los primeros metros de estos depósitos indican que están compuestos por arenas finas y/o arenas fangosas (Hernández-Molina *et al.*, 2009b; Alejo *et al.*, 2012; Llave *et al.*, 2013), evidenciando zonas de alta energía donde la corriente es capaz de transportar y depositar sedimentos de tamaño de grano grosero. Van Rooij *et al.* (2010) han descrito este mismo origen para los depósitos contorníticos identificados en la cabecera del Cañón de Gijón, que forman parte del Sistema Depositional Contornítico de Le Danois.

Los rasgos contorníticos identificados en la Llanura Abisal de Vizcaya en la zona de estudio, y localizados a una profundidad aproximada de 5000 m al pie del talud continental, se desarrollarían bajo la influencia de la Masa de Agua Inferior Profunda (*Lower Deep Water*, LDW), resultado de la mezcla entre la Corriente Antártica Profunda (*Antartic Bottom Water*, AABW) y la Masa Agua Profunda del Labrador (*Labrador Deep Water*, LDW) (Le Floch, 1969; Botas *et al.*, 1989; Haynes y Barton, 1990; McCartney, 1992; Pingree y Le Cann, 1992; Van Aken, 2000a; McCave *et al.*, 2001; Valencia *et al.*, 2004), y que en este sector circula a profundidades superiores a los 4000-4500 m (Fig. 6.3) en dirección noreste. El origen de estos depósitos podría estar determinado por el retrabajamiento de los sedimentos turbidíticos y hemipelágicos dominantes en la zona de estudio, y relacionado con la acción de esta masa de agua en su circulación hacia el norte como consecuencia del aumento de velocidad que tiene lugar en esta zona de la llanura abisal próxima al margen (Milkert *et al.*, 1996; Hernández-Molina *et al.*, 2011) (Fig. 6.4). En este caso su origen podría deberse a intensificaciones producidas en la circulación de la Masa de Agua Antártica Profunda (AABW) en una zona donde se produce un cambio en la batimetría y por tanto podría generarse un aumento en la intensidad de la masa de agua profunda llegando a erosionar en el margen derecho y depositar en el izquierdo (Fig. 6.3).

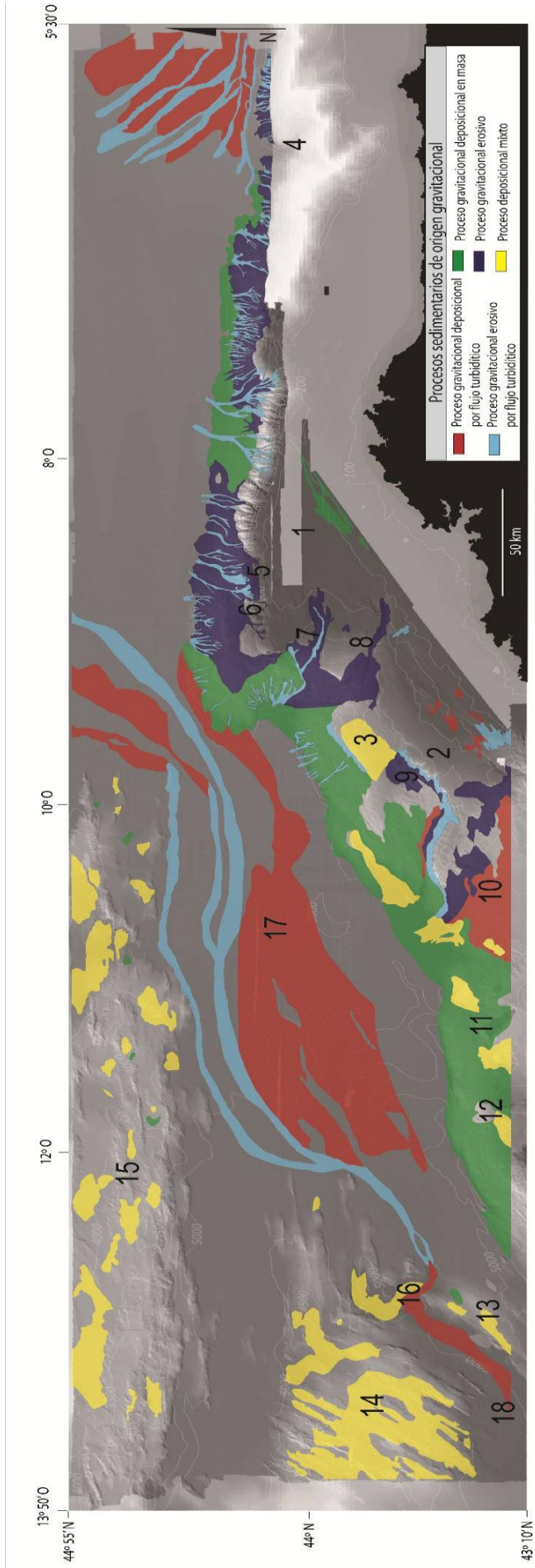
Hernández-Molina *et al.* (2008c) hace una revisión de los SDC desarrollados en estos ambientes sedimentarios profundos, en la que se discuten sus características y desarrollo. Los ejemplos desarrollados en llanuras abisales o ascenso continental con características similares a los determinados en este estudio se han descrito tanto en el Hemisferio sur (ej. Mar de Weddell y Cuenca Jane, generados por la Masa de Agua Profunda del Mar de Weddell -WSDW); o en el Hemisferio norte (ej. Cuencas de Gambia y Sierra Leona, desarrollados por las masas de Agua NADW y AABW).

### 6.1.2. Procesos gravitacionales

#### 6.1.2.1. Talud continental

Se ha determinado el desarrollo de procesos gravitacionales al norte del Banco de Galicia y en las plataformas marginales, de carácter erosivo y deposicional, y originados tanto por transporte en masa como por flujos turbidíticos (Figs. 6.1. y 6.8). Estos procesos dan diferentes respuestas de reflectividad y comprenden los siguientes tipos de ecos: 3A, 3B, 1D, 2A y 1F.

En el sector meridional de la zona de estudio, al norte del Banco de Galicia, dominan los procesos gravitacionales caracterizados por el eco 3A con una respuesta de baja reflectividad (-28 a -32 dB). Este mismo eco ha sido identificado también en las paredes de los cañones submarinos, donde presenta una alta reflectividad en los cañones de El Ferrol y A Coruña, y una baja reflectividad en los cañones localizados al oeste de la zona de estudio (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). Diversos autores asocian ecos hiperbolados a zonas muy escarpadas, donde puede aflorar el basamento, o a formas de fondo tanto erosivas como deposicionales que han sido generadas por



6.8. Distribución de los procesos sedimentarios gravitacionales tanto deposicionales como erosivos, desarrollados en el talud continental y en la Llanura Abisal de Vizcaya, y originados por el transporte en masa o corrientes turbidíticas,.

corrientes de contorno o por procesos transversales, como corrientes turbidíticas, derrumbes, etc. (Damuth, 1980; Damuth y Embley, 1981; Lee *et al.*, 1999, 2002). En la zona al norte del Banco de Galicia y en el sector occidental, donde la reflectividad del fondo es baja, el eco 3A ha sido interpretado como depósitos por movimientos en masa (Fig. 6.8), internamente formados por facies caóticas o transparentes (Fig. 2.21). Sin embargo, en el caso de los cañones El Ferrol y A Coruña y los cañones submarinos del sector septentrional, donde la reflectividad del eco 3A es alta, se asocia a un proceso erosivo gravitacional desarrollado por corrientes turbidítica. Al noreste de la Plataforma de Ortegal se observa una superficie altamente reflectiva que coincide con el eco 3A, y que anteriormente se ha relacionado con depósitos de sedimentos de grano grueso, transportados a través de los numerosos cañones hacia las zonas profundas del margen con un elevado carácter erosivo. Esto evidencia el predominio de procesos transversales en esta zona del margen. Sin embargo, en el sector de la plataformas marginales van a predominar los procesos longitudinales donde los sedimentos serán depositados por las corrientes de fondo a su paso por esta zona y, por tanto, los procesos gravitacionales serán provocados por deslizamientos que presentaran valores de reflectividad bajos.

En sectores del margen con mayor pendiente, como en la Cuenca Interior y la zona de escarpe localizada entre las plataformas marginales de Ortegal y de Pardo Bazán, predominan los procesos gravitacionales deposicionales originados por la actividad de procesos transversales desarrollados por corrientes turbidíticas, caracterizados por el eco del tipo 3B y por una baja reflectividad (-28 a -32 dB) (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). Ecos similares han sido descritos por diversos autores en los márgenes septentrionales y occidentales atlánticos y del mediterráneo occidental, quienes los han asociado a corrientes turbidíticas, (Damuth, 1975, 1979, 1980; Embley, 1975, 1976; Jacobi, 1976; Embley y Jacobi, 1977; Domzig *et al.*, 2009). En la parte oriental del Margen Cantábrico y en el Margen de Galicia se han identificado este tipo de procesos también en los bordes de talud, donde la presencia de cañones y *gullies* van a favorecer los procesos transversales por corrientes turbidíticas o desplome de material (Ercilla *et al.*, 2008a y b; Iglesias, 2008; Bender *et al.*, 2012) (Figs. 6.6 y 6.9).

En la parte central de la Plataforma de Ortegal se observan algunas zonas donde se ha podido diferenciar el eco 1D (Tabla 6.1 y Fig. 6.8) y que se asocian a procesos gravitacionales deposicionales por flujo turbidítico. Según Damuth (1975), este tipo de eco se correspondería con sedimentos laminares con numerosas capas de arcilla/arena fina, y que Pratson y Laine (1989), en zonas de talud continental del margen oriental de Estados Unidos, lo asocian a un proceso deposicional turbidítico/hemipelágico.

En la parte más somera de la Plataforma de Ortegal se han determinado procesos de origen gravitacional por transporte en masa (Fig. 2.11) caracterizados por el eco 2A (Tabla 6.1 y Fig. 6.4), y que da como resultado superficies de media reflectividad (-25 a -28 dB); así como por el eco 1F, asociado con una reflectividad media (-25 a -28 dB), en el talud inferior de la zona de estudio (Tabla 6.1 y Fig. 6.8) y de morfología irregular (Fig. 2.12.C). Ecos similares definidos en



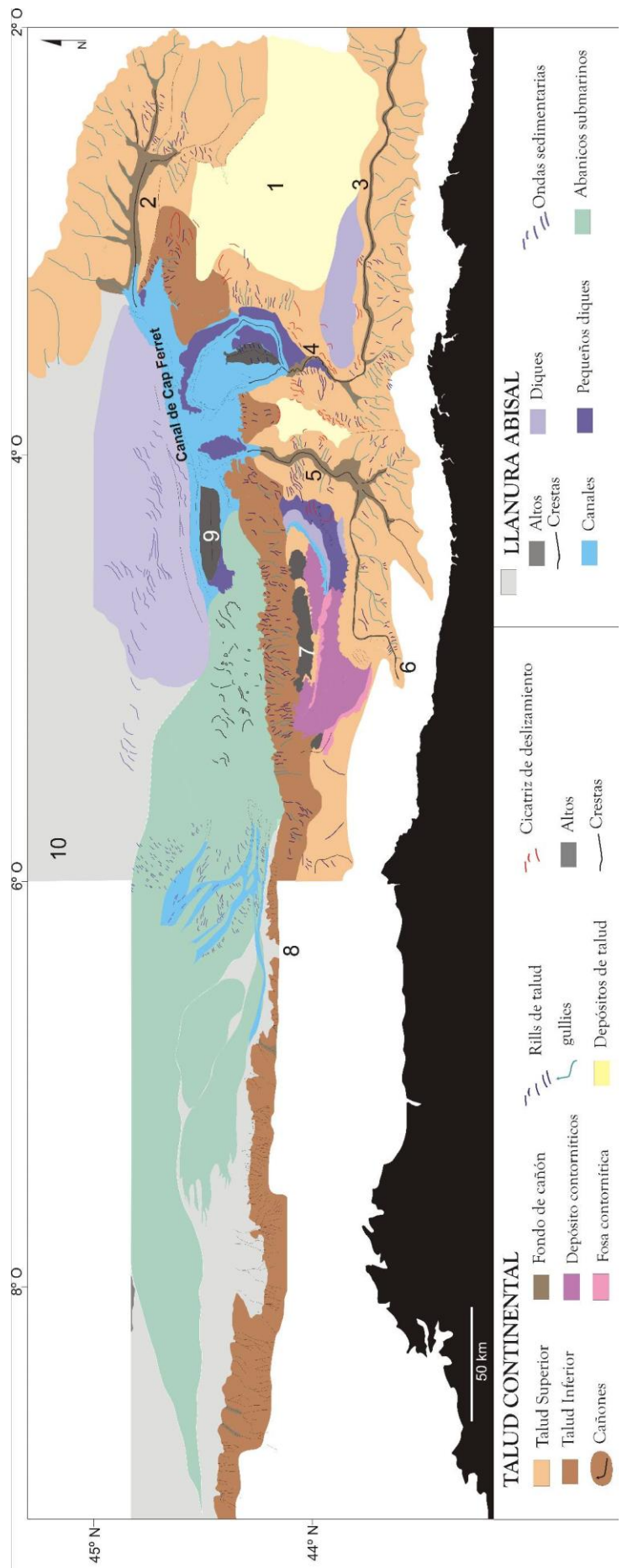


Figura 6.9. Mapa morfosedimentario del sector septentrional de la Península Ibérica. Señalados con números los principales elementos fisiográficos: (1) Plataforma de Landas, (2) Cañón de Cap Breton, (3) Cañón de Santander, (4) Cañón de Torrelavega, (5) Cañón de Lastres, (6) Banco de Le Danois, (7) Alto de Jovellanos, (8) Llanura Abisal de Vizcaya. Información procedente de esta tesis y de Iglesias (2009).

estudios realizados en diversas áreas del Margen Atlántico y del Mar de Japón son asociados a procesos gravitacionales (Embley, 1976; Damuth, 1980; Piper *et al.*, 1985; Masson *et al.*, 1998; Lee *et al.*, 1999, 2002).

#### 6.1.2.2. Llanuras abisales de Vizcaya e Iberia

En general en las llanuras abisales predominan los procesos gravitacionales deposicionales (Fig. 6.8) caracterizadas por el eco del tipo 1B, 1D, 1H, 1I, 1J, 3B y 4B, y reflectividad variable (Tabla 6.1).

El eco predominante por su extensión es el 1B, que se asocia a procesos deposicionales turbidíticos y/o hemipelágicos (Fig. 6.8). Pratson y Laine (1989) localizan este tipo de eco generalmente en zonas de llanura abisal y lo asocian a un proceso deposicional turbidítico o hemipelágico. Según Damuth (1975) este tipo de eco se corresponde con sedimentos laminares con numerosas capas de arcilla y arena fina. Se observa una gran heterogeneidad en la reflectividad de esta zona que podría ser una consecuencia de la gran variabilidad composicional de los depósitos (Fig. 3.1C).

En la parte más oriental de la zona de estudio, las zonas intercanal están caracterizadas por el eco 3B y una media-alta reflectividad (-21 a -28 dB). (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). Según algunos autores este tipo de eco es característico de abanicos submarinos, con alto contenido en arenas, que dispersan su energía erosionando o depositando la carga sedimentaria dando lugar a estas formas de fondo (Damuth y Hayes, 1977; Normarck *et al.*, 1980; Damuth, 1994; Reeder *et al.*, 1998). Por tanto, en esta zona de la llanura abisal, este eco 3B se relaciona con reflexiones de pequeñas y regulares ondas sedimentarias o *ripples* que serían depositadas por el desbordamiento del flujo turbidítico procedente del este.

La parte occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya en la zona de estudio también se caracteriza por procesos deposicionales definidos por los ecos 1D, 1H, 1I, 1J y 4B y reflectividad variable (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). Los estudios realizados por Damuth (1980) y Pratson y Laine (1989), han demostrado que, en general, ecos similares, con reflectores marcados y con continuidad en el subfondo, como los ecos 1D y 1H, se podrían relacionar con el depósito de sedimentos laminares con numerosas capas de arcillas y arenas finas cuyo origen asocian a un proceso deposicional turbidítico y hemipelágico, respectivamente.

El eco 1I de características acústicas similares al 1D, pero presentando una morfología monticular y una arquitectura sedimentaria progradante (Fig. 2.26), y una alta reflectividad (-21 a -25 dB), representaría el dique originado en el margen derecho de cada canal submarino (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). Esta alta respuesta acústica en superficie podría ser consecuencia de la intercalación de las unidades transparentes con unidades del subfondo más reflectivas, o bien que se trataran de depósitos de transporte en masa constituidos por sedimentos groseros dispuestos caóticamente, por lo su respuesta sísmica daría como resultado unidades transparentes debido a la dispersión de las ondas sísmicas (ej., Embley, 1976, 1980; Embley y Jacobi, 1977; Damuth, 1980; Damuth y Olson, 2001).

En el Alto de Charcot se observan algunas zonas de morfología variable definidas por el eco 1F y una repuesta de reflectividad media (-25 a -28 dB) (Tabla 6.1 y Fig. 2.27), que se relaciona con procesos gravitacionales ocasionados por movimientos en masa (Fig. 6.8). Según Damuth (1980), los deslizamientos generan estos ecos regulares y continuos de su superficie, sin embargo, el relleno puede variar observándose reflectores continuos o bien, como en esta zona, ser acústicamente transparentes.

Además se ha determinado que en algunos de los canales localizados en el sector occidental del margen, existen capas transparentes que cubren la zona de erosión, como refleja el eco 1J (Tabla 6.1). La presencia de depósitos con una respuesta acústica transparente en el fondo del canal está asociada a un proceso deposicional hemipelágico (Fig. 2.31.E), constituido por sedimentos de granulometría tamaño arcilla, que rellenan los canales (Fig. 6.8).

La parte más septentrional de la Llanura Abisal de Vizcaya en la zona de estudio, en la base de los canales de Charcot y Vizcaya, se caracteriza por un proceso gravitacional deposicional por flujo turbidítico, definido por el eco 4B y baja reflectividad (-28 a -32 dB) (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). La baja reflectividad que se observa asociada a estas ondas indicaría que se trata de sedimentos de grano fino. Se han llevado a cabo numerosos estudios a lo largo de diferentes sistemas turbidíticos donde se ha relacionado la presencia de ondas sedimentarias con la actividad turbidítica de estos sistemas, algunos de estos trabajos se han realizado en el Sistema Turbidítico de Monterey (Masson *et al.*, 1995; Fildani y Normark, 2004), el del Mississipi (Nelson *et al.*, 1992), en el Cañón Stromboli (Kidd *et al.*, 1998), en el Canal de Valencia (Morris *et al.*, 1998), entre otros. En esta zona de la cuenca las ondas que se observan dentro de estos canales son representativas de la actividad turbidítica procedente del Sistema Turbidítico Armoricano y que continúa hacia el sur en este sector de la cuenca, constituyendo el Sistema Turbidítico de Charcot. Aunque en la mayoría de los casos se ha observado que el contenido de estas ondas sedimentarias estaría formado por arenas, dando por tanto lugar a una alta reflectividad, en algunos casos es posible identificar en zonas distales la presencia de valores de reflectividad bajos, probablemente relacionado a materiales de tamaño de grano fino. Variaciones en el carácter granulométrico de los sedimentos en relación a las variaciones de los valores de reflectividad en ambientes donde predominan los procesos gravitacionales, y en relación con las zonas proximales y distales de procedencia de los depósitos, han sido descritas por Wynn *et al.* (2000, 2002) en el sector occidental de las Islas Canarias.

Las zonas de la llanura abisal donde predominan los procesos erosivos coinciden con los canales submarinos que se habían identificado en esta zona (Figs. 2.28 y 2.31) y se caracterizan por el eco 1N (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). El carácter truncado de los reflectores hacia el canal evidencia que ha sido originado por la acción reciente de corrientes turbidíticas que además da como resultado una alta reflectividad (Tabla 6.1).

En general, en los sectores del margen y de la llanura abisal donde predominan los procesos transversales, estos han estado favorecidos por la presencia de numerosos cañones. En el caso de la Cuenca Interior, los sedimentos serían transportados a través de los cañones que se localizan en su margen oriental, provocando a su vez la erosión de las paredes de estos cañones.

Una vez que se depositan en la Cuenca Interior son transportados hacia el norte a favor de la pendiente (Hall y McCave, 2000; Alonso *et al.*, 2008; Mena *et al.*, 2010; Bender *et al.*, 2012), que es aproximadamente  $1,5^\circ$ . Además, este transporte de sedimentos está favorecido por la circulación hacia el norte de la Corriente Noratlántica Profunda en esta zona del margen (Fig. 6.10).

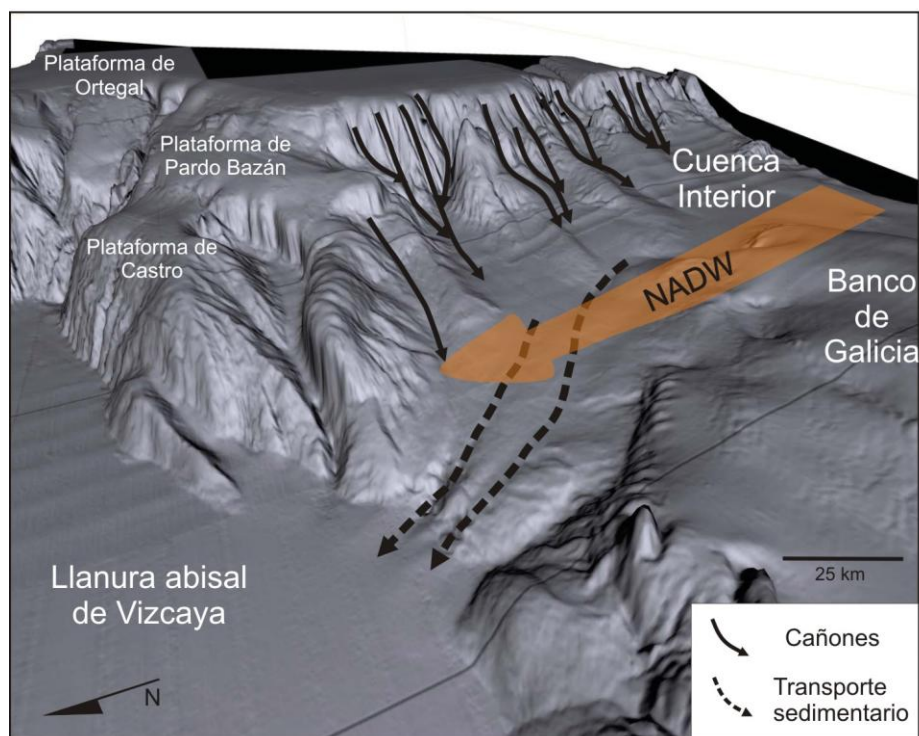


Figura 6.10. Esquema de la dinámica sedimentaria a lo largo de la Cuenca Interior.

Los depósitos gravitacionales por movimientos en masa identificados en la zona de estudio, en concreto en el sector del talud continental, se han descrito también a lo largo del talud continental del sector oriental del Margen Cantábrico por Iglesias (2008) (Fig. 6.9). Aunque los posibles mecanismos para que se produzcan inestabilidades en el talud son diversos, como por ejemplo por eventos sísmicos, aportes de sedimento, corrientes de fondo, cambios del nivel del mar, gases hidratados y ondas de tormenta (Hampton *et al.*, 1996; Eschard, 2001; Dondurur y Çifçi 2007), la pendiente es uno de los factores más relevantes (Casas *et al.*, 2003b). En la zona de estudio, estas inestabilidades gravitacionales pueden estar desencadenadas por la actividad tectónica que da lugar a terremotos que inestabilizan los depósitos de los taludes y/o a las elevadas pendientes que presentan las laderas de los escarpes de los altos estructurales o taludes continentales. Existen numerosos estudios que relacionan los movimientos en masa o deslizamientos con terremotos conocidos (Ferentinos *et al.*, 1988; Sultan *et al.*, 2004; Biscontin y Pestana, 2006; Shanmugam, 2006; Mulder, 2011; Argnani *et al.*, 2012; Dugan, 2012; Lindhorst *et al.*, 2012; Vargas *et al.*, 2012). En el caso concreto del depósito por movimientos en masa definido en la zona más somera de la Plataforma de Ortegá, este se trataría de la parte distal, donde el flujo ya no tiene la suficiente energía para provocar erosión sobre el fondo antes de su posterior depósito (Fig. 6.8).



Por otro lado, el estudio de los datos morfológicos, de reflectividad así como de los registros sísmicos revela la existencia de dos sistemas independientes de canales medio-oceánicos al norte de la Península Ibérica, en el sector suroeste de la Llanura Abisal de Vizcaya y que conecta con la Llanura Abisal de Iberia a través del Paso de Theta Gap (Fig. 6.11). Su origen parece estar inicialmente relacionado con los flujos sedimentarios de las zonas distales del Sistema Turbidítico de Cap Ferret y Sistema Turbidítico Armoricano, respectivamente, alcanzando las llanuras abisales (Fig. 6.11). En este sentido se apunta que aunque la mayoría de las corrientes turbidíticas disminuyen su velocidad y depositan su carga sedimentaria en las llanuras abisales conforme la pendiente va disminuyendo, un aumento de pendiente a lo largo de la llanura abisal pueden dar lugar a corrientes lo suficientemente energéticas como para que lleguen a alcanzar grandes distancias (Laughton, 1960; Carter, 1988).

Siguiendo la clasificación de Reading y Richards (1994), el Sistema Turbidítico del Cantábrico se trataría de un sistema rico en fango y arena y con aporte múltiple en rampas. Desde un punto de vista sedimentológico, el Margen Cantábrico puede considerarse como un margen desnitrado, no solo por el bajo aporte de material, procedente fundamentalmente del sector occidental de los Pirineos, donde los ríos presentan gran longitud, superando los 300 km, por lo que representan una importante fuente de sedimento (OSPAR, 2000), sino por la elevada evacuación de sedimentos que tiene lugar debido al importante sistema de drenaje que existe (Ercilla *et al.*, 2008). Los sedimentos presentes en la plataforma continental del Margen Cantábrico son escasos y compuestos por grandes porcentajes de arenas y sedimentos groseros si se compara con los materiales presentes en otras plataformas (Jouanneau *et al.*, 2008). Los ríos cantábricos se caracterizan por ser de corto recorrido, ya que los sistemas montañosos están muy cerca de la costa, muy energéticos debido al importante desnivel que tienen que salvar, pasando de los 1500 m de altitud media a la costa en menos de 100 km, caudalosos, y de régimen regular, ya que discurren por zonas de clima oceánico caracterizadas por precipitaciones frecuentes. Todo eso hace que los aportes sedimentarios sean escasos y de tamaño de grano grueso (Uriarte *et al.*, 2004). Estos sedimentos son transportados a las zonas más profundas a través de los cañones de Santander, Torrelavega, Lastres y Llanes hasta llegar a la Llanura Abisal de Vizcaya, donde otros cañones procedentes del Margen de Francia, los cañones de Cap Ferret y Capbreton, convergen en el Canal de Cap Ferret, que se extiende hacia el oeste a una profundidad de unos 4500 m (Iglesias, 2009). Los depósitos arenosos serían transportados hasta la cuenca preferentemente durante los periodo de bajada del nivel del mar donde los materiales groseros son más fácilmente transportados (Ducassou *et al.*, 2009; Migeon *et al.*, 2010). En el extremo norte del Cabo de Peñas, este canal de Cap Ferret se divide en varios canales distributarios, uno de ellos, que se ha denominado Canal Meridional, el cual fluye paralelo al margen mientras que los otros cambian su dirección hacia el noroeste, constituyendo el Sistema Turbidítico del Cantábrico (Fig. 6.9). Este cambio en la morfología de los canales no tiene un control tectónico, ya que no se ha observado ninguna estructura que haya podido ejercer esta influencia. Además, la topografía regional de esta zona tampoco ha controlado este cambio de dirección. Así que, la variación en la morfología de los canales va a tener un origen sedimentario, de manera que el orden en que se hayan depositado los lóbulos así como su propio relieve va a condicionar la recolocación de los siguientes. Esto mismo se

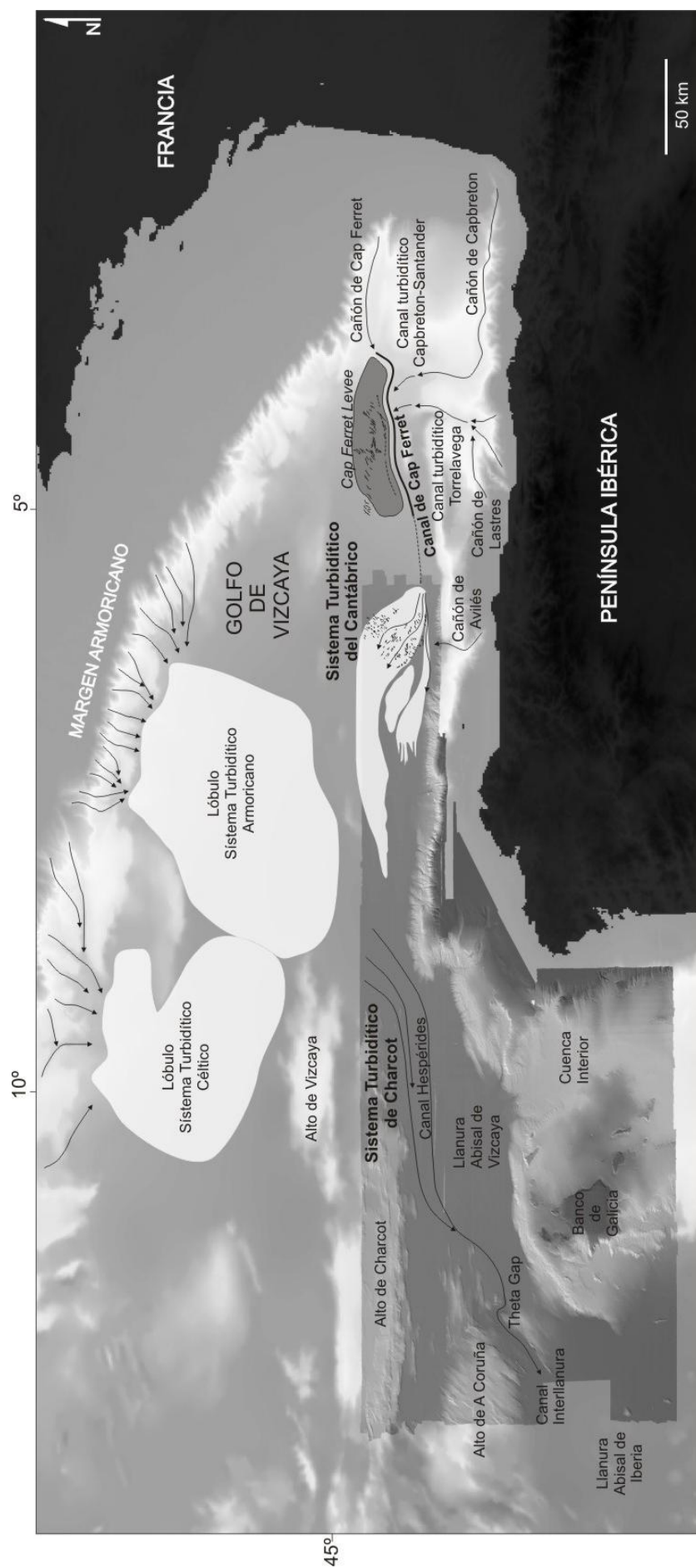


Figura 6.11. Localización de los principales elementos de sistemas turbidíticos del Golfo de Vizcaya, tanto el sistema turbidítico de Cap Ferret como Armoricano, relacionados con el origen de los canales mediooceánicos identificados en la zona de estudio.

puede observar por ejemplo en el Sistema Turbidítico del Golfo de Cádiz, donde el depósito de los lóbulos asociados a los canales de Aveiro, Tasyo y Lolita está controlado por la presencia de los lóbulos anteriores que constituyen un obstáculo al flujo turbidítico (Hanquiez *et al.*, 2010).

Asociados a los canales del Sistema Turbidítico del Cantábrico, el análisis de la reflectividad ha permitido la identificación de un sistema de lóbulos, que se han denominado, de norte a sur, lóbulo A, B y C (Fig. 6.12). Actualmente es habitual el uso de la reflectividad como herramienta para determinar la distribución de los sedimentos marinos, así como los procesos responsables de su transporte, relacionando los valores de reflectividad con el tamaño de grano de los sedimentos (Unterseh *et al.*, 1998; Zaragosi *et al.*, 2000; Kenyon *et al.*, 2002; Migeon *et al.*, 2010). En general, se puede interpretar que sedimentos de tamaño de grano grueso van a dar una alta respuesta acústica mientras que sedimentos más finos y homogéneos darán una baja o media respuesta acústica (Goff *et al.*, 2000; Urgeles *et al.*, 2002; Nitsche *et al.*, 2004). Sin embargo, en algunos casos no se puede extrapolar esta relación de una forma tan sencilla, como han demostrado estudios realizados en el Golfo de México, en los márgenes oriental y occidental de los Estados Unidos, en el Margen de California, y en zonas someras como el cauce del Río Hudson y la plataforma continental escocesa (Davis *et al.*, 1996; Ryan y Flood, 1996; Borgeld *et al.*, 1999; Collier y Brown, 2005). En esta línea, el Sistema Turbidítico de Monterey presenta valores de reflectividad alta y está constituido por depósitos formados por limos y arcillas (Gardner *et al.*, 1996), sin embargo, en el Golfo de Cádiz se han determinado zonas de baja reflectividad que corresponderían a depósitos de arenas con alto contenido en agua (Hanquiez *et al.*, 2010). También han sido descritas este tipo de relaciones en el Sistema Turbidítico del Mississippi (Nelson *et al.*, 1992), e incluso, en algunos sistemas turbidíticos formados en su mayor parte por arenas, como los de Navy (Piper y Normark, 1983) y el de Hueneme (Piper *et al.*, 1999), se ha podido distinguir esta variación en la reflectividad en relación a depósitos de arenas con intercalaciones de arcillas.

Atendiendo a esto, y ya que no se dispone de muestras de sedimentos en la zona de estudio, la distribución de la intensidad de la reflectividad es el único criterio que se dispone para establecer la naturaleza de estos lóbulos, tal y como se ha hecho en el Sistema Turbidítico del Missisipi (Twichell *et al.*, 1992) o en el Golfo de Cádiz (Hanquiez *et al.*, 2010). Por lo tanto, teniendo en cuenta los datos de reflectividad, el lóbulo C, que se caracteriza por una alta reflectividad, siendo el más reflectivo de los tres descritos en la zona de estudio (Fig. 6.12.B) estaría constituido por sedimentos de tamaño más grosero desarrollado por un flujo turbidítico de alta energía. En la parte occidental de esta zona se encuentra el Lóbulo B, que presenta valores de reflectividad bajos (Fig. 6.12.B). A pesar de presentar valores de reflectividad bajos, como se ha comentado anteriormente, este lóbulo podría estar compuesto de sedimentos arenosos, tal y como ha sido determinado en base a sondeos en los sistemas turbidíticos del sector oriental del Golfo de Vizcaya (Unterseh *et al.*, 1998; Zaragosi *et al.*, 2000). Por último, el lóbulo A es el que presenta una señal de la reflectividad más baja (Fig. 6.12.B), y que igual que el lóbulo B, se podría relacionar también con depósitos con algún contenido en arenas, tal y como ha sido descrito en los abanicos turbidíticos del Mississippi y de Monterrey (Nelson *et al.*, 1992; Gardner *et al.*, 1996; Klauke *et al.*, 2004).

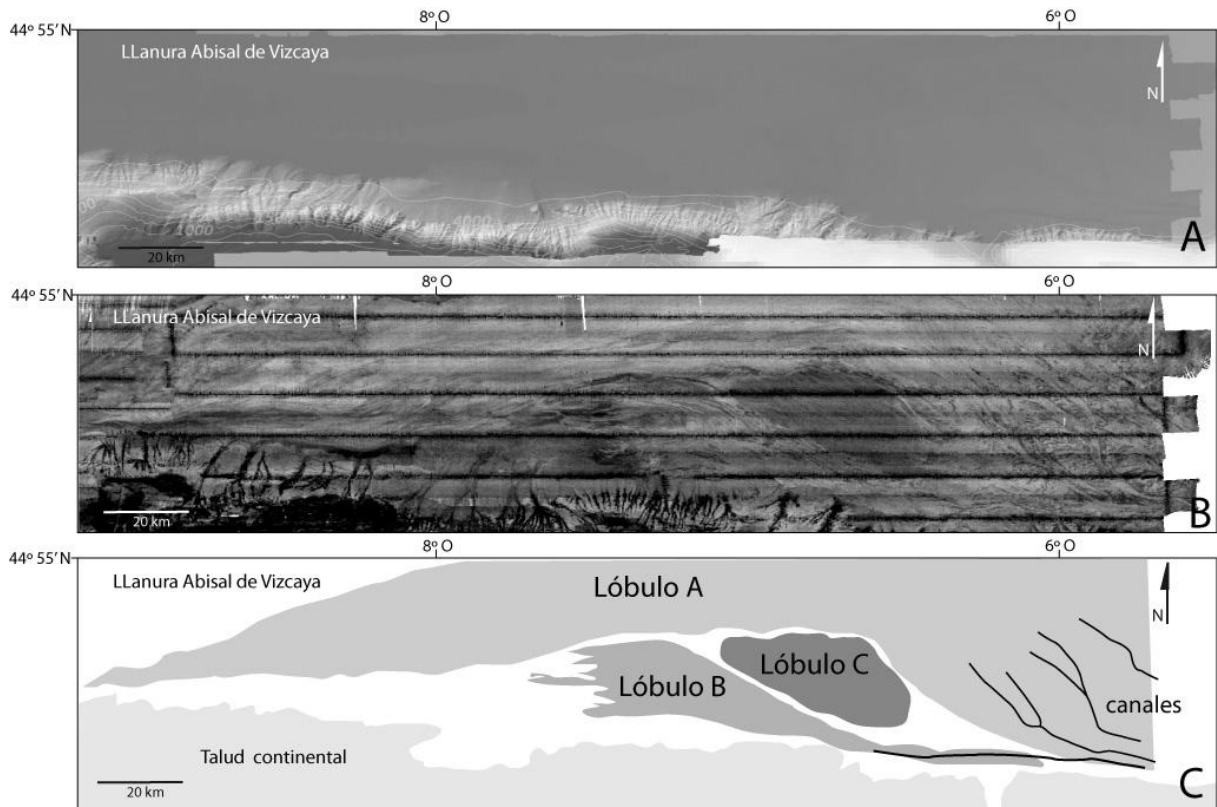


Figura 6.12. A) MDT del sector oriental de la zona de estudio. B) Mapa de reflectividad del sector oriental de la zona de estudio. C) Esquema de los lóbulos identificados en el sector oriental de la zona de estudio correspondientes al Sistema Turbidítico del Cantábrico.

Por otro lado, la extensión y morfología de los lóbulos están controladas por dos factores, la topografía de la cuenca y el tipo y naturaleza de los flujos turbidíticos (Migeon *et al.*, 2010), y es indicativa de la diferente intensidad del flujo gravitatorio que ha alimentado estos depósitos, tal y como propone Jegou *et al.* (2008) en el Sistema Turbidítico del Amazonas. De este modo, los lóbulos con forma de abanico, como el Lóbulo C, estarían relacionados con flujos más localizados, mientras que los que muestran una morfología más elongada o tipo *fingers* se relacionarían con flujos más duraderos y expansivos, como es el caso de los lóbulos A, el más extenso de los tres, y B (Fig. 6.12). Esta morfología tipo *fingers* ha sido descrita en otros sistemas turbidíticos como en el del Mississipi (O'Connel *et al.*, 1991; Twichell *et al.*, 1992) y en el de Monterey (Klaucke *et al.*, 2004). Además, se puede observar como el lóbulo B adapta su morfología al lóbulo C, y del mismo modo el lóbulo A adapta su morfología al lóbulo C y se superpone al lóbulo B. Por todo ello podríamos establecer que el orden cronológico de formación de estos tres canales sería el siguiente: el lóbulo C sería el primero en depositarse en la zona de estudio, seguido del lóbulo B, y por último el lóbulo A.

Todos estos lóbulos han podido desarrollarse durante las bajadas del nivel del mar en el Pleistoceno, cuando se incrementa notablemente el área emergida y la línea de costa se aproxima al borde de la plataforma continental, favoreciéndose el encajamiento de los cañones submarinos y la transferencia directa de grandes volúmenes de materiales terrígenos desde el borde de la plataforma continental a la cabecera de los cañones submarinos y, desde allí, hacia zonas más profundas de la cuenca oceánica (Nelson y Kulm, 1973). Por lo tanto, estas



condiciones podrían confirmar que el abanico C fuera el primero en depositarse en la zona de estudio, dada su proximidad al área fuente, y que procedería de un flujo turbidítico canalizado a través del complejo sistema de cañones del que forma parte el Cañón de Avilés, descrito por Gómez-Ballesteros *et al.* (2013); mientras que los lóbulos B y A se desarrollarían por eventos posteriores o por el mismo que el C, pero llegando a la zona de estudio con posterioridad al proceder de zonas más distales, como el Sistema Turbidítico de Cap-Ferret (Iglesias, 2008).

En la parte norte de la zona de estudio se identifica el sistema de canales denominado Sistema Turbidítico de Charcot, que estaría relacionado con el Sistema Turbidítico Armoricano procedente del norte (Fig. 6.11). Según la clasificación de Reading y Richards (1994) este sistema se puede definir también como un sistema rico en fangos y arenas y con aporte múltiple en rampas. Varios factores van a favorecer el desarrollo y la continuidad de este sistema:

- 1) La Llanura Abisal de Vizcaya presenta una pendiente de  $0,03^{\circ}$ - $0,04^{\circ}$  hacia el suroeste, lo que dará lugar a corrientes lo bastante energéticas como para que lleguen a alcanzar grandes distancias (Laughton, 1960; Carter, 1988).
- 2) La velocidad de las corrientes en la Llanura Abisal de Vizcaya es entorno a los 5-8 cm/s (Hernández-Molina *et al.*, 2011). En las cuencas oceánicas la presencia de montes submarinos va a condicionar la velocidad e intensidad de las masas de agua ya que actúan como obstáculos para su circulación. Por lo general, se observan los valores más altos de velocidad en los flancos, en concreto, en el área de estudio, los valores más elevados se observan en el flanco norte y este del Alto de Charcot y, localmente, en el flanco este del Alto de A Coruña (Hernández-Molina *et al.*, 2011) (Fig. 6.4).
- 3) La circulación de corrientes de fondo, especialmente de la Corriente Antártica Profunda, que circula a una profundidad superior a los 4000 m, podría favorecer el desarrollo de dicho sistema de canales como consecuencia de su circulación antihoraria en este sector de la Llanura Abisal de Vizcaya (Fig. 6.3), como describen Hernández-Molina *et al.* (2011), lo que condicionaría la formación de pequeños vórtices debido a las irregularidades fisiográficas al sur del Alto de Charcot, que desplazarían dichos vórtices hacia el oeste. Esta corriente se haría más intensa durante los periodos glaciales del Cuaternario, que es cuando más aporte de material llegaría hasta la cuenca (Ercilla *et al.*, 2002, 2013; Hernández-Molina *et al.*, 2002, 2006; Voelker *et al.*, 2006; Toucanne *et al.*, 2007; Frigola *et al.*, 2008; Llave *et al.*, 2011) y como se describirá en el apartado 6.3.1.2.

La formación de los diques asociados a los canales turbidíticos descritos, y desarrollados tanto en el sector oriental como en el occidental (Fig. 6.8), es el resultado del desbordamiento del flujo turbidítico influenciado por la fuerza de Coriolis, tal y como ha sido observado, por ejemplo, en el sector oriental de la Llanura Abisal de Vizcaya junto al Margen Ibérico (Iglesias, 2008), de ahí que se localicen siempre en la margen derecha de los canales (Fig. 6.9). La presencia de depósitos hemipelágicos en este sistema de canales, evidencian una menor actividad e, incluso inactividad, de algunos de sus canales, que podrían confirmar que los

canales distributarios del Canal de Hespérides y el Canal de Ortegá estarían inactivos en la actualidad. Ejemplos similares se han podido observar en la Llanura Abisal Aleutiana y ha sido descrito por Naugler (1970).

Todos estos sistemas de canales medio-oceánicos confluyen en el Paso del Theta Gap (Fig. 6.13), que constituye la zona de transición entre las llanuras abisales de Iberia y Vizcaya, estableciéndose una continuidad en los procesos en ambas llanuras. En esta zona se produce un aumento en la intensidad de las corrientes (Fig. 6.4) (Hernández-Molina *et al.*, 2011) probablemente debido a la formación de *overflows* profundos que se originan por el desbordamiento de una masa de agua densa a través de una barrera topográfica, en este caso, entre cuencas oceánicas profundas (Legg *et al.*, 2009; Hernández-Molina *et al.*, 2015).

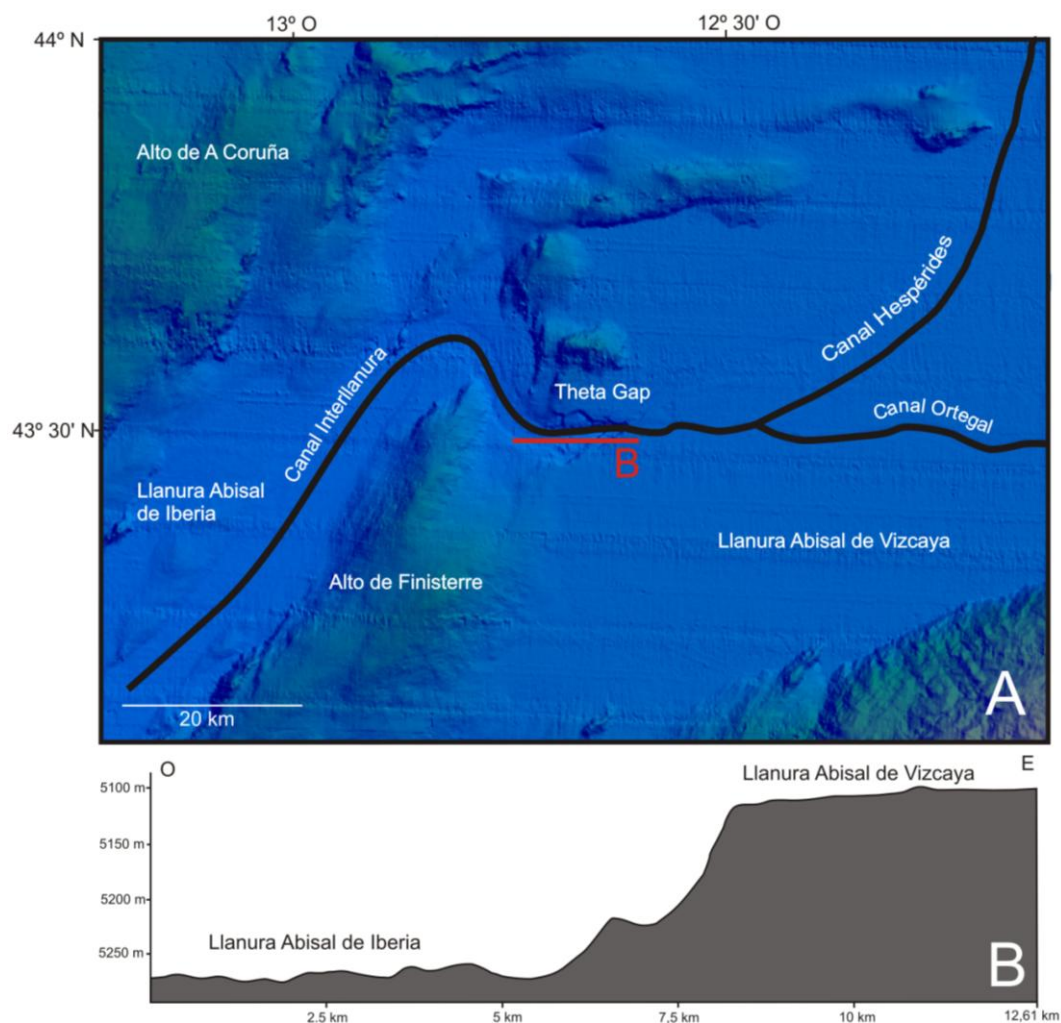


Figura 6.13. A) Mapa batimétrico con la localización del Theta Gap y localización del perfil batimétrico B. B) Perfil batimétrico donde se observa un salto de unos 200 m desde la Llanura Abisal de Vizcaya hacia la Llanura Abisal de Ibéria.

Las llanuras abisales de Vizcaya e Iberia se extienden a unas profundidades de 5100 y 5300 m, respectivamente, existiendo una diferencia de nivel de 200 m a lo largo del estrechamiento producido en el Theta Gap, lo que favorece el desarrollo de *overflows* (Fig. 6.13).

En esta zona la Masa de Agua Profunda Inferior (Lower Deep Water, LDW), desde la Llanura Abisal de Vizcaya hacia la Llanura Abisal de Iberia (Fig. 6.3), en su descenso por gravedad a través del Theta Gap, se verá afectada por la fricción con el fondo y el transporte en la capa límite de fondo de Ekman (Wåhlin y Walin, 2001). Esto favorece la actividad erosiva del Canal Interllanura en esta zona (Fig. 6.13). Un vez que este canal alcanza la Llanura Abisal de Iberia disminuiría su velocidad, lo que favorece el depósito de material tanto en el fondo como en sus márgenes perdiendo la expresión morfológica canalizada (Fig. 6.13). Uno de los ejemplos más relevantes de *overflow* observado a lo largo de las cuencas de Iberia es el que tiene lugar a la salida de la Corriente Mediterránea a través del Estrecho de Gibraltar, donde se observa un cambio en la topografía de 300 m dando lugar al desbordamiento de la masa de agua entre las dos cuencas (Legg *et al.*, 2009; Hernández-Molina *et al.*, 2015).

### 6.1.3. Procesos mixtos: interacción procesos turbidíticos y contorníticos

#### 6.1.3.1. Talud continental

Se observan procesos deposicionales de origen tanto turbidítico como contornítico o mixtos, en los flancos occidentales de los altos de Fernando y Ordoño (Fig. 2.2) representados por el eco 4A (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). Este tipo de eco se corresponde con procesos deposicionales turbidíticos que han sido retrabajados y/o que han interactuado con procesos sedimentarios generados por las corrientes del fondo, como los descritos en otros márgenes continentales, por ejemplo en el talud continental del Golfo de Cádiz (Marches *et al.*, 2007; Brackenridge *et al.*, 2013) o de la costa este de los Estados Unidos (Pratson y Laine, 1989). Estos tipos de procesos sedimentarios y sus productos son los mismos que los ya descritos en la Cuenca Interior por Ercilla *et al.* (2008) (Fig. 6.6).

El norte de la Cuenca Interior se caracteriza por la existencia de procesos deposicionales mixtos definidos por el eco 3C (Tabla 6.1 y Fig. 6.8), que presenta un intenso y uniforme solapamiento de hipérbolas. Damuth y Hayes (1977) y Pratson y Laine (1989) relacionan este eco con procesos deposicionales combinados, tanto turbidíticos como contorníticos. Ercilla *et al.* (2008) ponen de manifiesto la existencia de dichos depósitos en el Banco de Galicia y zonas adyacente (Fig. 6.3).

La Plataforma Marginal de Castro está dominada también por un proceso deposicional mixto, tanto de origen contornítico como gravitacional localmente caracterizado por el eco 1G y valores de reflectividad medios (-25 a -28 dB) (Tabla 6.1 y Fig. 6.8). Según la respuesta acústica (Fig. 3.2), los materiales que caracterizarían estos depósitos se compondrían de una alternancia de niveles de arcilla y arena fina, tal y como se ha descrito por diferentes autores en los márgenes noroccidental y meridional Atlántico a partir del estudio del ecocarácter y la reflectividad (McCave y Tucholke, 1986; Faugères y Stow, 1993; Faugères *et al.*, 1993, 1999; Stow *et al.*, 1996). El eco 1G reflejaría la alternancia de depósitos gravitacionales provenientes del desmantelamiento de las plataformas superiores (plataformas de Pardo Bazán y Ortegá) y su el posterior retrabajamiento o transporte por corrientes de fondo.

### 6.1.3.2. Llanuras abisales de Vizcaya e Iberia

En el sector de los altos estructurales, y fundamentalmente en el Alto de A Coruña (Fig. 6.8, también predominan los procesos deposicionales tanto turbidíticos como contorníticos o bien mixtos, definidos por el eco del tipo 4A (Tabla 6.1) Este eco, caracterizado por una marcada alternancia en el depósito y una alta reflectividad (-21 a -25 dB), indicarían que se trata de una zona de alta energía que causa el transporte del material fino y el depósito de material grosero. Estudios llevados a cabo en otros márgenes continentales corroboran estas afirmaciones, por ejemplo en el margen de New Jersey (Goff *et al.*, 2000), en el margen oriental de Canadá (Urgeles *et al.*, 2002) o en el estuario del río Hudson en Estados Unidos (Nitsche *et al.*, 2004). Según Pratson y Laine (1989), este tipo de eco se asocia a procesos deposicionales mixtos tanto turbidíticos como contorníticos, ya que aunque en la mayoría de los casos estas formas de fondo parece que han sido desarrolladas por las corrientes de contorno, las corrientes turbidíticas y los procesos transversales pueden formar ondas sedimentarias similares en apariencia a las observadas en la zona de estudio.

### 6.1.4. Procesos de origen tectónico

#### 6.1.4.1. Talud continental

Los procesos relacionados con la actividad tectónica tienen un papel fundamental en el establecimiento de los caracteres morfológicos del margen y en la localización de los sistemas deposicionales descritos anteriormente. Podemos establecer una diferenciación en dos tipos de procesos tectónicos en función de su actividad reciente: pasivos y activos. Definimos procesos tectónicos pasivos a aquellos que están asociados a relieves estructurales y fracturas desarrollados durante las orogenias Varisca y Alpina, que no son activos en la actualidad, pero que controlan la morfología del margen y los procesos sedimentarios debido, bien a que dificultan, obstaculizan e interactúan con las corrientes profundas, o bien han controlado el desarrollo y orientación de cañones submarinos, ya que las planas de falla son zonas más fácilmente erosionables por estar las unidades rocosas más disgregadas debido a la fricción que se produce por el movimiento relativo de los bloques. Por otro lado, los procesos activos, sería aquellos que están relacionados con la actividad reciente de estructuras tectónicas que condicionan los rasgos morfológicos y deposicionales.

Los procesos tectónicos pasivo tiene un reflejo claro en los relieves estructurales, conformados por los Altos de Ordoño y Fernando, al norte del Banco de Galicia, y de las plataformas marginales situadas en el sector oriental, que configuran una morfología en graderío constituida por las plataformas de Ortegal, localizada a una profundidad entre 200 y 400 m; de Pardo Bazán, que se extiende desde una profundidad de 900-1000 m hasta alcanzar 1800 a 2000 m; y de Castro que se localiza a mayor profundidad, aproximadamente entre 2200 m y 2400 m (Fig. 6.1).

Otro rasgo muy significativo y determinante en el desarrollo de mucho de los procesos de transporte en masa son las elevadas pendientes de los taludes de este sector, que superan en



muchos casos los 30° (Fig. 2.1.B). Este valor de la pendiente, está condicionada por los procesos tectónicos que tuvieron lugar durante la Orogenia Alpina y que dieron lugar al levantamiento del Margen de Galicia y Cantábrico en relación al procesos de subducción de la corteza oceánica de Vizcaya bajo la corteza continental de Ibéria (Gallastegui, 2000; Gallastegui *et al.*, 2002). Aunque, como se mencionó en la introducción, algunos estudios ponen de manifiesto que estos movimientos de levantamiento no han cesado y que continúan su actividad actualmente, tal y como se observa en la zona emergida con la elevación episódica de las rasas costeras (Flor, 1983; Mary, 1983; Álvarez-Marrón *et al.*, 2008) y la presencia de fallas inversas en los materiales cuaternarios situados sobre las rasas (Gutierrez-Claverol *et al.*, 2006).

Por último, otro elemento significativo en los rasgos morfológicos del talud es la presencia y orientación de los cañones submarinos, como son los cañones de Lage, A Coruña y El Ferrol, los localizados en el sector sureste de la zona de estudio, y que presentan directrices de sus canales con orientación NE-SO, NO-SE y E-O (Figs. 2.14, 2.15 y 2.16), o los cañones de San Jorge y Frouseria, en el Margen Cantábrico, con orientación predominantemente N-S a NNE-SSO y tramos de dirección NE-SO (Figs. 2.18 y 2.19). Todas estas orientaciones coinciden con las principales directrices estructurales definidas en estos sectores. Por último, en el sector más oriental de la zona de trabajo cabe destacar el Cañón de Avilés, que fue desde los primeros estudios batimétricos realizados en el Margen Cantábrico relacionado con la continuación en mar de la Falla de Ventaniella de dirección N137E (Boillot *et al.*, 1979; Deregnaucourt y Boillot, 1982).

Dentro de los procesos tectónicos activos, se han observado, en la Plataforma de Ortegal, anomalías acústicas relacionadas con los procesos de migración de fluidos (Fig. 6.4) y que se caracterizan por dar lugar a abombamientos de la superficie asociados a perturbaciones columnares transparentes (Fig. 2.4.C), morfologías positivas con formas circulares o elípticas relacionadas con montículos coralinos formados por la precipitación de carbonatos (Fig. 2.4.B) y depresiones cerradas circulares o elípticas denominadas *pockmarks* tanto en superficie como fosilizados por la secuencia sedimentaria (relictos) que, por su abundancia, es el elemento más relevante formado por estos procesos (Fig. 2.5) (Jané *et al.*, 2010). Los *pockmarks* identificados tanto en superficie como relictos presentan morfologías en V en superficie (Jané *et al.*, 2010) que da lugar a que los reflectores del subfondo presenten un carácter ondulado que se corresponden con el eco 1L (Tabla 6.1). El origen de estas estructuras se debe a la migración de fluidos a través de fracturas y del sedimento controlada, básicamente, por un proceso tectónico (Hovland *et al.*, 2005). Estas morfologías se caracterizan por una baja reflectividad (-28 a -32 dB) con intercalaciones de media-alta reflectividad (-21 a -28 dB). Según los estudios llevados a cabo por Loncke *et al.* (2004) y Dupré *et al.* (2007), en el margen continental de Egipto, estos valores de reflectividad evidencian la actividad de estas estructuras debido al ascenso de gas hacia la superficie. Jané *et al.* (2010) argumenta que la escasa influencia de los aportes fluviales en la sedimentación plio-cuaternaria del Margen Cantábrico (Uriarte *et al.*, 2004), hace presumible que el gas que da lugar a la formación de los *pockmarks* no sea de origen biogénico. Sin embargo, a lo largo del margen septentrional de la Península Ibérica se ha observado que los depósitos del Aptiense superior-Albiense inferior están compuestos por finas capas de areniscas,

calizas, limos y margas ricas en materia orgánica que actúan como roca madre, roca almacén e impermeable en la formación de hidrocarburos (Aguirrezabala *et al.*, 2008). Esta roca madre potencialmente puede haber generado gas termogénico. Los sondeos realizados en el marco del Programa de Perforación Profunda (ODP) Leg 149 (Site 897, en la Llanura Abisal de Iberia) y Leg 103, sites 638 y 641, en el Banco de Galicia, (ver Fig. 1.18) recuperaron varias secuencias de margas negras del Cretácico inferior-medio: 1) Una secuencias de margas negras de origen turbidítico del Aptiense-Albiense constituida por niveles con elevadas concentraciones de materia orgánica de origen continental junto con depósitos marinos. La concentración media de carbón orgánico en esta secuencia es de 1,03-0,34%, con un valor máximo 1,77% (Meyers, 1996); 2) Un nivel fino de margas negras de edad Cenomaniense-Turonense con una concentración de carbón orgánico del 11%, fundamentalmente de origen marino. Por todo ello, puede asumirse que los *pockmarks* han sido originados por migración de fluidos termogénicos procedentes de las unidades del Cretácico inferior.

El análisis de densidades de la distribución de los *pockmarks* presenta dos directrices claras con direcciones N040E y N150-170N (Fig. 6.14), paralela a dos de las directrices estructurales definidas en este área (Fig. 1.25) y que coinciden con la localización de fallas en el basamento (Fig. 6.8A). Del mismo modo, los *pockmarks* con morfologías asimétricas u ovaladas descritas en el apartado 2.2.1.2 del Capítulo 2, podrían estar relacionados con discontinuidades del fondo, fracturas, a lo largo de las cuales la erosión por las corrientes de fondo se ve favorecida (Hovland y Judd, 1988). Como se puede comprobar, la dirección del eje mayor de los *pockmarks* ovalados es NO-SE a N-S, NE-SO y ESE-ONO (Fig. 2.5.B), también paralelos a las principales estructuras tectónicas. La densidad de *pockmarks* en zonas alejadas a estas estructuras de basamento es baja, lo que también permite determinar que los *pockmarks* no están relacionados con fluidos biogénicos procedentes de los depósitos cuaternarios, y se debe a que los fluidos que migran hacia la superficie, una vez que alcanzan a las unidades plio-cuaternarias y neógenas, no afectadas por fallas, se acumula en los poros de estas unidades, y su movimiento viene condicionado por la porosidad eficaz de estos sedimentos, dando lugar a que se produzca una migración difusa tanto en la vertical como en la horizontal. Por esta razón, las estructuras ligadas a la migración de fluidos a través de fallas del basamento hacían la superficie, se distribuyen en una banda de entre 2 y 3 km de anchura a lo largo del plano de falla por el que asciende el flujo.

El flujo de los fluidos que dan lugar a la formación de *pockmarks* hacia la superficie es más o menos continuo y constante, tal y como se puede deducir a partir de la existencia de zonas de turbidez acústica, hipérbolas y apantallamientos acústicos columnares bajo ellos observables en los perfiles sísmicos (Hovland y Judd, 1988) (Fig. 6.15). Sin embargo, en algunas ocasiones, se pueden observar morfologías monticulares cónicas o elongadas alrededor del borde de la depresión, que sugieren eventos de emisión de fluidos muy rápidos y de un gran volumen de gas, que dan lugar a erupciones violentas lo suficientemente intensas e instantáneas que proyecten importantes cantidades de sedimento que al depositarse cerca del *pockmark* se asemejan a eyectas (6.15).

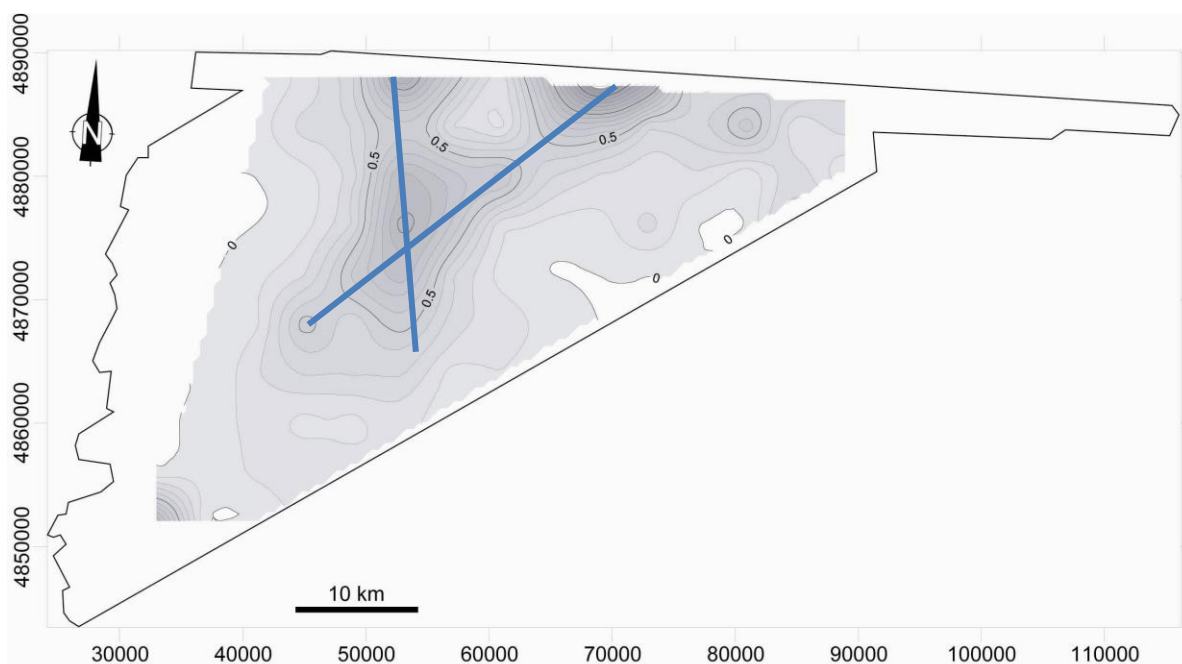


Figura 6.14. Mapa de densidad de pockmarks. Los valores de las isótopos representan el número de pockmarks por kilómetro cuadrado usando celdas de 4x4 km. Modificada de Jané et al. (2010).

Los pockmarks explosivos tienen un borde elevado formado por material eyectado tras la explosión reconocible en los perfiles de sismica de muy alta resolución por presentar una morfología positiva transparente, cuya existencia no es muy frecuente en la literatura (Hovland y Judd, 1988), probablemente porque estos relieves son erosionados con facilidad, lo que induce a pensar que su formación es relativamente reciente. Se han descrito pockmarks ligados a eventos instantáneos de emisiones de gas en el Golfo de México, una zona conocida por presentar unidades con hidrocarburos a altas presiones y grandes acumulaciones de gas metano (Prior et al., 1989).

Además, los flujos de gases hacia superficie pueden ser acelerados por eventos de corta duración relacionados con terremotos, que producen dentro de la zona de falla una dilatación local (Fig. 6.16) que da lugar a un incremento de varios órdenes de magnitud en la permeabilidad de la zona de falla (Zhang y Sanderson, 1996), favoreciendo el ascenso repentino de importantes volúmenes de gas termogénico hacia la superficie. Se han documentado numerosas áreas con emisiones de fluidos debidas a terremotos: en la fosa de Suruga (Japón) tras un terremoto en 1996 de M 5 (Tsunogai et al., 1998), en el margen continental de Pakistan, tras un terremoto en 1945 de M 8,1 (Fischer et al., 2013), en el Mar de Marmara (Turquía) tras un terremoto ocurrido en 1999 de M 7,4 (Kuşçu et al., 2008), en el Lago Baikal (Rusia) tras un terremoto en 1912 de M 7,5 (Vologina et al., 2012), en el Mar negro tras el terremoto de 1927 de M 6,7 (Nikorov, 2002), en Malibu Point (California) tras el terremoto de 1971 de M 6,5-6,7 (Clifton et al., 1971), en Mesina y en el Golfo de Patras (Grecia) tras los terremotos de 1886 y 1993 de M 8,4 y 5,4, respectivamente (Hieke, 2004; Hasiotis et al., 1996), en la Isla Sakhalin (Mar de Japón, Rusia) tras el terremoto de 2007 de M 6,1 (Lomtev y Gurinov, 2009), en el Río

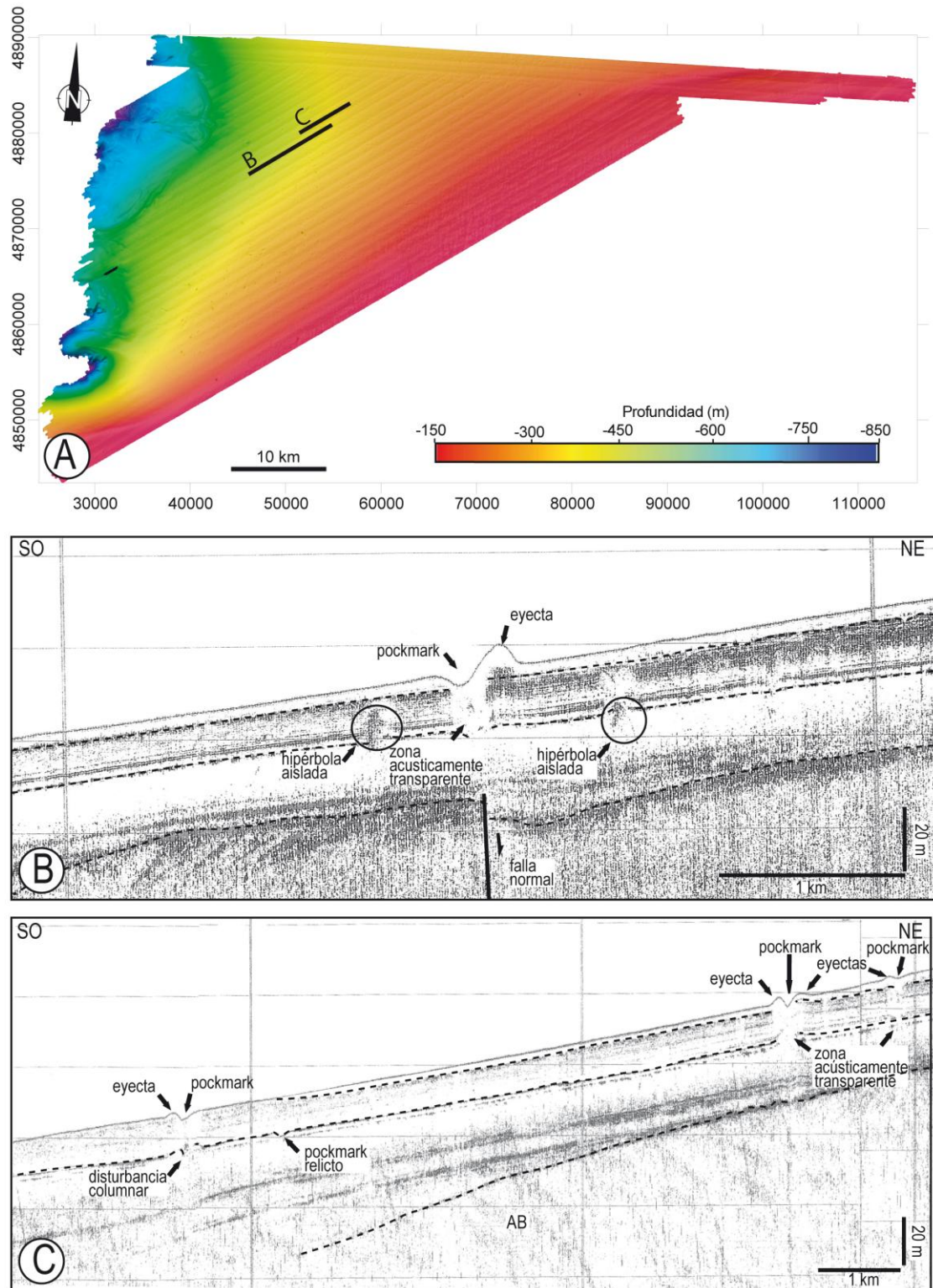


Figura 6.15. A) Mapa batimétrico de la Plataforma Marginal de Ortegá. B y C) Perfiles sísmicos de muy alta resolución (TOPAS) mostrando depósitos de eyecta relacionados con violentos e instantáneos eventos de emisiones de fluidos que dan lugar a la expulsión de importantes volúmenes de sedimentos que se depositan próximos al foco de emisión. Se observan además anomalías acústicas debidas a la presencia de fluidos, algunas de ellas relacionadas con fallas normales. La localización de los perfiles se muestra en la figura A.



Klamath(California) tras el terremoto de 1980 de M 7. En estas áreas se ha demostrado que los terremotos pueden incrementar de forma súbita la tasa de emisión de fluidos cuando la magnitud del evento sísmico es superior o igual a 5. Por lo tanto, podemos determinar que los procesos de formación de *pockmarks* explosivos que se localizan en la Plataforma Marginal de Ortegá pueden estar relacionados con eventos sísmicos de magnitud 5 o superior, hecho que concuerda con los cálculos de magnitudes máximas que Martín-González *et al.* (2010) realiza a partir del análisis de fallas en el sector noroccidental de la Península Ibérica (magnitudes entre 6,1-6,8).

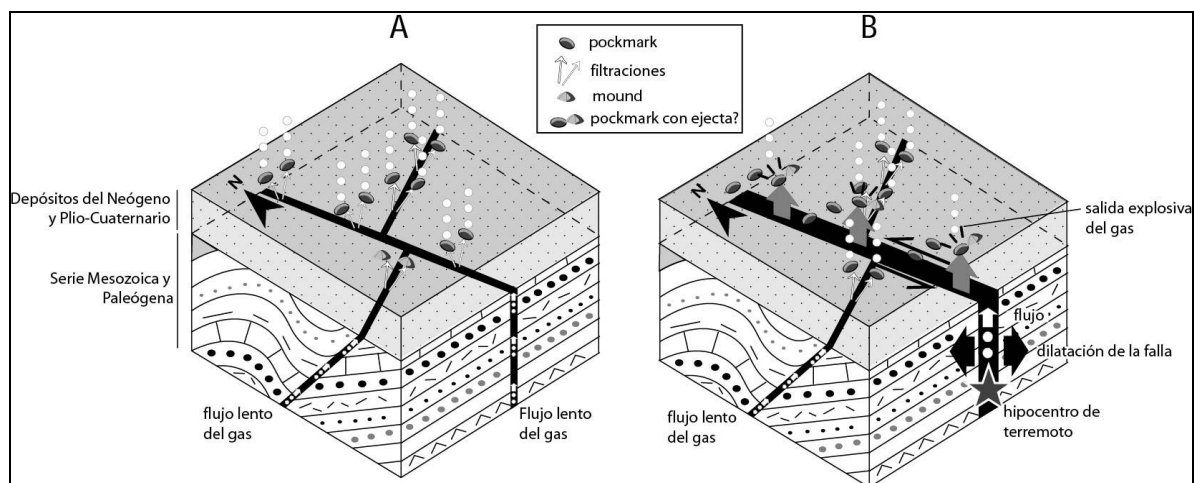


Figura 6.16. Esquema que muestra la formación de los pockmarks en la Plataforma Marginal de Ortegá y su relación con la presencia de fallas en el basamento (A) y como la migración del fluido hacia la superficie se ve afectada por eventos sísmicos (B). Modificada de Jané *et al.* (2010).

#### 6.1.4.2. Llanuras Abisales de Vizcaya e Iberia

Este sector se encuentra caracterizado principalmente por la presencia de numerosos montes submarinos definidos por el eco 3A y por una baja-media reflectividad (-25 a -32 dB) (Tabla 6.1 y Fig. 6.1). Según Damuth (1980) los ecos hiperbolados son propios de este tipo de áreas, caracterizadas por morfologías accidentadas, muy escarpadas o de afloramientos del basamento o montes submarinos, aunque también, en zonas de talud, las corrientes turbidíticas y flujos sedimentarios inducidos por la gravedad pueden dar este tipo de ecos.

El origen de estos relieves se relaciona con el levantamiento de la corteza oceánica durante la orogenia alpina y que se mantiene hasta la actualidad (Medialdea *et al.*, 2009), siguiendo las directrices definidas por la anisotropía cortical desarrollada durante la formación de la corteza a partir de las dorsales oceánicas, y que dieron lugar a la formación del Golfo de Vizcaya, con orientación E-O, y del Atlántico Norte, de dirección NE-SO en este sector. De este modo se desarrollan los relieves del Alto de Charcot con orientación E-O o los altos de A Coruña y Finisterre de dirección NE-SO.

## 6.2. INTERPRETACIÓN DE LOS RASGOS MORFOESTRUCTURALES DEL MARGEN Y LLANURAS ABISALES NOR-IBÉRICAS

### 6.2.1. Comparación entre lineamientos y fracturas

El análisis detallado del modelo digital de la batimetría de la zona de estudio ha permitido identificar unos 5800 lineamientos (Fig. 5.1.B), que presentan una dirección NE-SO dominante. Además, se observa la presencia de otros máximos relativos de dirección NO-SO, E-O y, en menor medida, N-S (Fig. 5.1.C). Para poder interpretar los lineamientos obtenidos en este trabajo de una forma correcta se ha procedido a comparar las orientaciones obtenidas del análisis morfoestructural con otros estudios realizados en este sector, donde se establecen directrices tectónicas a partir de información geofísica y geológica.

El primer trabajo que analiza lineamientos en el margen noroeste de Iberia es el realizado por Roberts y Kidd (1984). Estos autores analizan una serie de transeptos realizados con el sonar de barrido lateral GLORIA (*Geological LOng-Range Inclined ASDIC=Allied Submarine Detection Investigation Committee*) en el sector noroeste del Margen Ibérico con el propósito de encontrar evidencias de estructuras tectónicas desarrolladas durante la orogenia alpina y que habían podido ser determinadas al sur de Llanura Abisal de Vizcaya (Montadert *et al.*, 1971, 1974). Las sonografías obtenidas con el GLORIA muestran que el talud del margen noroeste español y el Banco de Galicia están disectados por una serie de lineaciones rectilíneas y arqueadas que se localizan fundamentalmente en la base del talud (Fig. 6.17.A), y que estos autores relacionan con fallas normales y láminas de cabalgamiento, respectivamente. En el Banco de Galicia, Roberts y Kidd (1984) describen la presencia de una serie de lineamientos de dirección NO-SE y NNE-SSO que corresponden con crestas y flancos de bloques basculados parcialmente expuestos o con una delgada cobertera sedimentaria, desarrollados durante la etapa de *rifting* del Jurásico superior-Cretácico inferior del margen occidental ibérico (Groupe Galice, 1979; Boillot *et al.*, 1979). En esta tesis se ha realizado un estudio conjunto de los lineamientos definidos por Roberts y Kidd (1984) al suroeste de la Llanura Abisal de Vizcaya y en el entorno del Banco de Galicia que pone de manifiesto la existencia de un máximo absoluto de dirección N-S, un máximo relativo de dirección NE-SO, y otros dos máximos también secundarios, pero de menor entidad con orientaciones NO-SE y E-O (ver Fig. 6.17.B). Se puede apreciar que el patrón de orientación de morfoestructuras se asemeja a las direcciones obtenidas del análisis de lineamientos a partir del MDT (Fig. 6.17.C).

Posteriormente, Druet (2004) establece a partir del análisis de anomalías gravimétricas una serie de lineamientos que relaciona con directrices tectónicas (Figs. 6.18.A). En el mapa de anomalías de Aire Libre se observa cómo los flancos del Banco de Galicia vienen marcados por valores entre 100 y 20 mGal, con pendientes muy pronunciadas hacia el noroeste y sureste del mismo (Fig. 6.18.A). En la parte noreste del Banco de Galicia se suma al efecto batimétrico el producido por la presencia la dorsal peridotítica, dando como resultado un máximo relativo muy pronunciado de anomalía de Aire Libre de dirección NE-SO (Fig. 6.18.A). Destacan también la presencia de varias zonas de alto gradiente con orientaciones NNO-SSE, NNE-SSO y NESO (Fig. 6.18.A). El resultado del análisis de los lineamientos obtenidos del mapa de

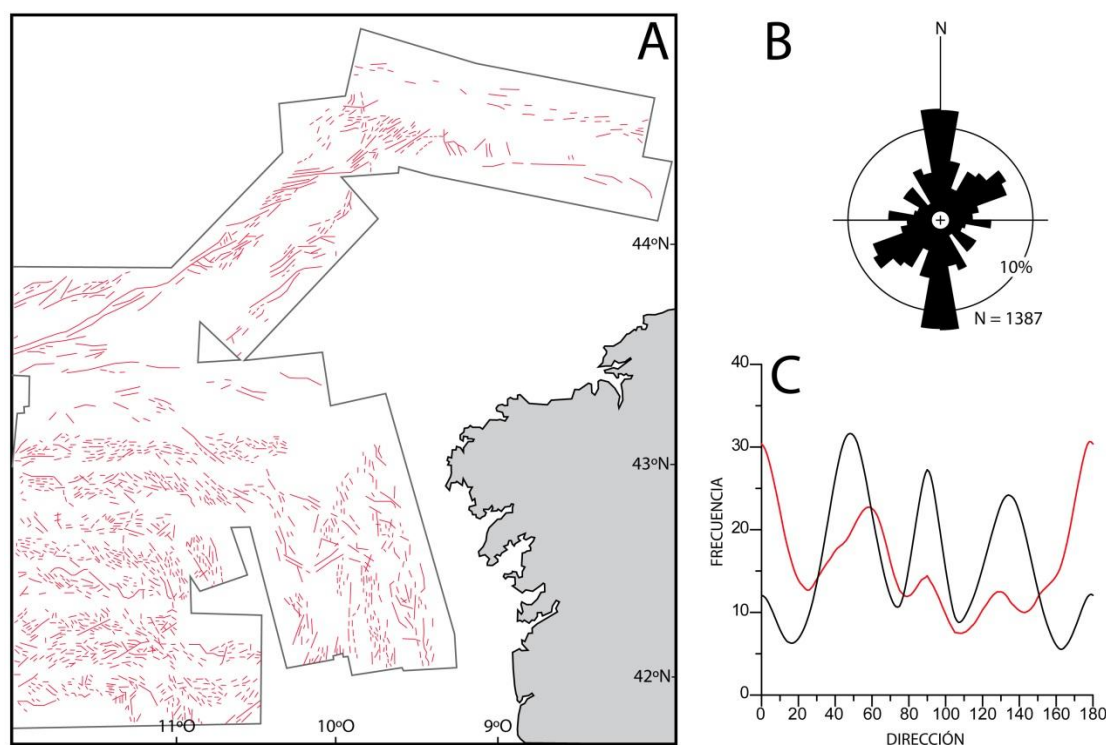


Figura 6.17. A) Interpretación de las sonografías obtenidas del sonar de barrido lateral GLORIA en el margen noroeste de Galicia extraídas del trabajo de Roberts y Kidd (1984). B) Diagrama en rosa mostrando la frecuencia total de las orientaciones de lineamientos obtenidos del análisis de las sonografías. El círculo exterior representa el 10% de los datos. N es el número de datos representados. C) Curva de frecuencias suavizada mostrando las orientaciones determinadas del análisis de los lineamientos obtenidos del MDT (línea de color negro) y del análisis de las sonografías (línea de color rojo).

anomalías gravimétrica de Aire Libre realizado en esta tesis, muestra un máximo absoluto en dirección NNO-SSE y dos máximos relativos con orientación NE-SO, ENE-OSO y ESE-ONO (Fig. 6.18.B).

En este mismo estudio, Druet (2004), para evitar la dependencia de los valores de anomalía gravimétrica con la batimetría, analiza los valores de anomalía de Bouguer (Fig. 6.19.A). De forma general, se observa cómo los valores de anomalía de Bouguer aumentan hacia el oeste del Banco de Galicia, es decir, hacia la región de la corteza oceánica de la Llanura Abisal de Iberia (Fig. 6.19.A). Esta transición entre valores mínimos y máximos se realiza de forma discontinua, estando controlada por varias bandas de alto gradiente, en general alargadas en dirección NNO-SSE, NO-SE y N-S (Fig. 6.19.A). En el mapa de anomalías de Bouguer destaca un eje de máximo relativo de dirección NNO-SSE, en la región de la Cuenca Interior, relacionado con el adelgazamiento de la corteza continental y la menor profundidad a la que se encuentra la Discontinuidad de Mohorovicic en esta área (Fig. 6.19.A). Es posible identificar hacia el oeste del área de estudio una serie de pequeños máximos relativos alineados que concuerdan con la posición de la cresta de peridotitas descrita en este margen. Se observa otra zona de máximo relativo de dirección N-S en la Llanura Abisal de Iberia, al noroeste del Banco de Galicia, que es interpretado como el reflejo gravimétrico de la presencia de un cuerpo intrusivo de origen

mantélico parecido a la cresta de peridotitas (Fig. 6.19.A). Para finalizar, Druet (2004) aplica un filtrado de paso alto a las anomalías de Bouguer, de modo que quedan suprimidas las anomalías de gran longitud de onda, de carácter regional. Así, en el mapa de anomalía de Bouguer filtrado se reflejan las anomalías de longitud de onda inferior a 80 km, que son las anomalías que relacionadas con los contrastes de densidad de la parte superior de la litosfera. Tras este análisis se observan varios ejes de máximos y mínimos relativos, la mayoría de las veces alineados según tres direcciones principales: N-S a NNO-SSE, NE-SO y NO-SE. En la mitad sur de la zona de estudio, predomina la presencia de ejes de máximos y mínimos con orientaciones N-S a NNO-SSE, que relaciona con fallas normales asociadas a la tectónica distensiva acontecida en el margen entre el Jurásico superior y el Aptiense. Por último, hacia la mitad norte del área de estudio, comienzan a predominar los ejes de máximos y mínimos con dirección NE-SO. Druet (2004) propone que algunas de estas lineaciones pueden estar relacionadas con estructuras desarrolladas durante la etapa compresiva de edad cenozoica. El análisis conjunto de los lineamientos obtenidos de la interpretación del mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer realizado en esta tesis, presenta un máximo de dirección NNO-SSE y dos máximos relativos de dirección ENE-OSO y NE-SO (Fig. 6.19.B).

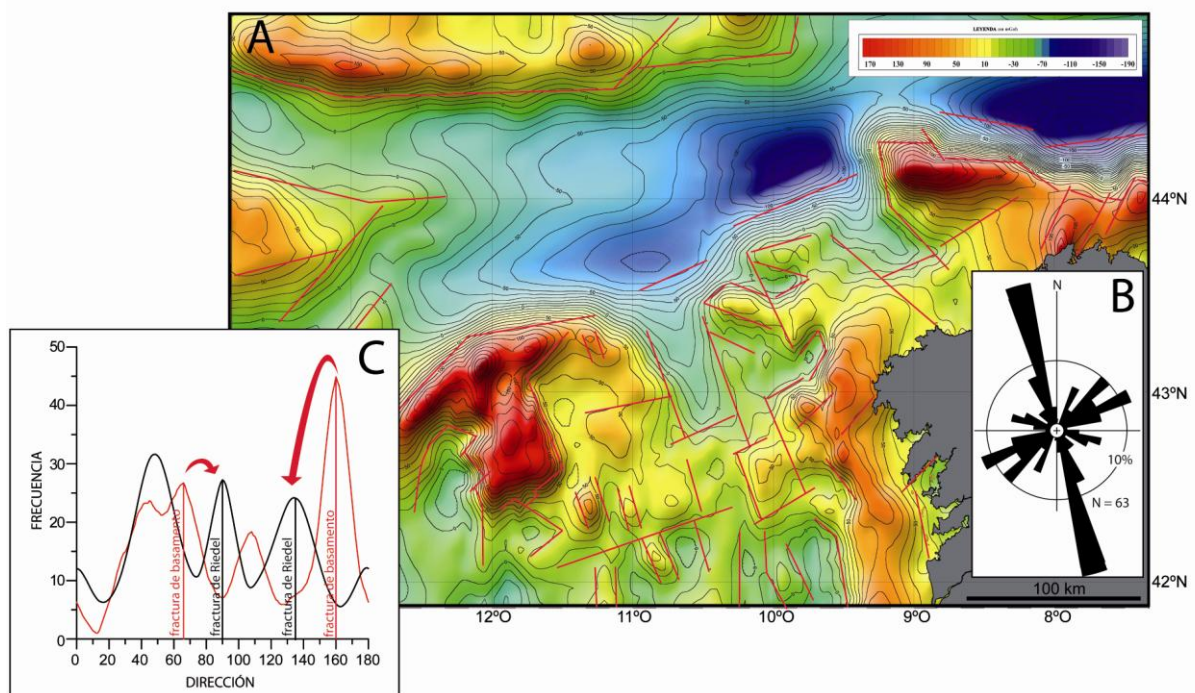


Figura 6.18. A) Mapa de anomalías de Aire Libre (Ministerio de Defensa, 2014). Las lineaciones y gradientes determinados han sido extraídos de Druet (2004). B) Diagrama en rosa mostrando la frecuencia total de las orientaciones de lineamientos y gradientes obtenidos de la interpretación del mapa de anomalías de Aire Libre. El círculo exterior representa el 10% de los datos. N es el número de datos representados. C) Curva de frecuencias suavizada mostrando las orientaciones determinadas del análisis de los lineamientos obtenidos del MDT (línea de color negro) y del análisis del mapa de anomalías de Aire Libre (línea de color rojo).

Si comparamos los resultados obtenidos del análisis de los lineamientos deducidos de la interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas (anomalías de Aire Libre y Bouguer,



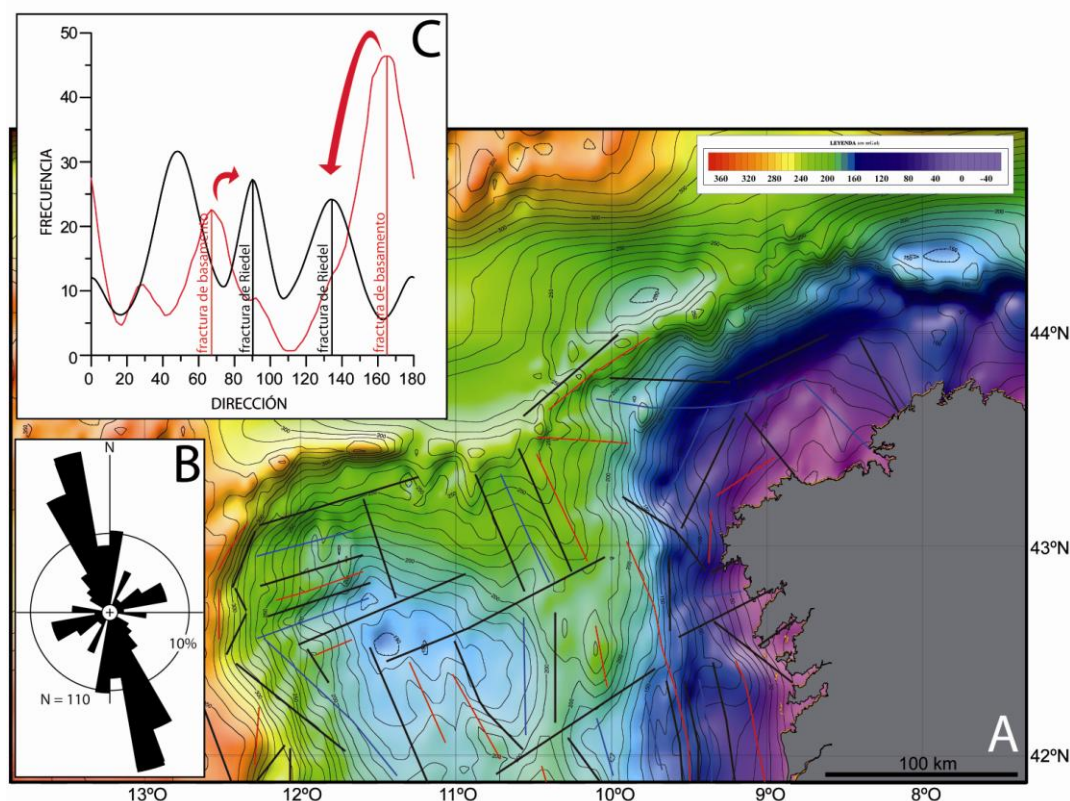


Figura 6.19. A) Mapa de anomalías de Bouguer (Ministerio de Defensa, 2014). La interpretación sobre el mapa de anomalías de Bouguer ha sido extraída de Druet (2004): en trazo negro se han señalado los gradientes de anomalía de Bouguer reconocidos; en trazo rojo los ejes de máximos relativos procedentes del mapa de anomalía de Bouguer residual; y en gris los ejes de mínimo relativos. B) Diagrama en rosa mostrando la frecuencia total de las orientaciones de lineamientos y gradientes obtenidos de la interpretación del mapa de anomalías de Bouguer. El círculo exterior representa el 10% de los datos. N es el número de datos representados. C) Curva de frecuencias suavizada mostrando las orientaciones determinadas del análisis de los lineamientos obtenidos del MDT (línea de color negro) y del análisis del mapa de anomalías de Bouguer (línea de color rojo).

Druet, 2004) con los obtenidos del análisis del MDT observamos en los tres casos que solo resulta coincidente la existencia de una disposición preferente de los lineamientos según las direcciones N-S y NE-SO (Figs. 6.18.C y 6.19.C). Las otras direcciones obtenidas presentan un desfase de unos 20°. Los lineamientos definidos a partir del análisis de las anomalías gravimétricas nos marcan discontinuidades a escala cortical que nosotros podemos correlacionar con fallas de basamento. Sobre este basamento existe una cobertera sedimentaria compuesta por materiales mesozoicos y cenozoicos. Cuando se reactiva alguna de las fallas de basamento por esfuerzos de cizalla, esta deformación progresa hacia la cobertera desarrollándose varios sistemas de fracturas que, en general, son oblicuas a la dirección de movimiento relativo de los bloques. Los sistemas de fracturas que se forman se denominan R, R', P y T (Riedel, 1929). En la secuencia de desarrollo de estas fracturas al principio se forman las R y puede que algunas R'. Las fracturas R, también llamadas *Riedels*, se forman a unos 12° a 20° de la dirección de movimiento y tienen el mismo sentido de movimiento que los bloques. Si los desplazamientos de las fallas de basamento no son importantes las estructuras que se forman hacia la cobertera serán por tanto fracturas R. Si se tiene en cuenta que el campo de esfuerzos reciente es de dirección NO-SE (González-Casado y Giner, 2000; Martínez-Díaz *et al.*, 2002), las fracturas de basamento de dirección NNO-SSE se desplazaran con sentido de movimiento sinistral, y las de

dirección ENE-OSO se moverán con sentido de movimiento dextral, por lo tanto en la cobertera se generan fallas con orientación NO-SE sinestrales y E-O dextrales, respectivamente (ver Figs. 6.18.C y 6.19.C), semejante a las que se han definido a partir del análisis del MDT.

Por último, si atendemos a la estructura tectónica del margen de Galicia que se presenta en el Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2014), se observa cómo ésta se caracteriza fundamentalmente por presentar relieves asociados a altos y depresiones, limitados por lo general, por estructuras tectónicas de componente direccional de orientación NO-SE y NE-SO, fallas normales de dirección N-S y estructuras de dirección E-O de carácter compresivo (ver Fig. 6.20.A). La Cuenca Interior, localizada entre el talud superior más próximo a la plataforma continental y el Banco de Galicia, presenta una orientación NNO-SSE a NO-SE, y está controlada por fallas normales (Vázquez *et al.*, 2008). Entre esta cuenca y el Banco de Galicia se localiza una zona constituida fundamentalmente por un sistema de altos y depresiones estructurales en el que el basamento está compartimentado por fallas normales de orientación NO-SE a N-S y NE-SO. El Banco de Galicia muestra una tendencia NNO-SSE. El sector meridional del banco presenta al este un eskarpe de dirección NO-SE, que se relaciona con una falla de basamento normal, y al sur un eskarpe relacionado con una falla de dirección NE-SO. El flanco occidental del banco presenta un eskarpe que se relaciona con una falla normal de dirección N-S (Vázquez *et al.*, 2008), y el flanco norte también se asocia a una falla normal de dirección NE-SO. Hacia el oeste el paso del Banco de Galicia hacia la Llanura Abisal de Iberia se caracteriza por una sucesión de bloques rotados que dan lugar al desarrollo de tres semicuencas limitadas por fallas de dirección NNO-SSE a N-S (Vázquez *et al.*, 2008). El flanco noroeste del Banco de Galicia corresponde con un eskarpe abrupto de morfología arqueada que pasa a disponerse hacia el este con una orientación NE-SO hasta la zona de los Bancos Marginales y desde allí, bordeando el Margen Cantábrico, con dirección E-O, y que se relaciona con un cabalgamiento asociado al hundimiento de la corteza oceánica de la Llanura Abisal de Vizcaya bajo la corteza continental de Iberia (Vázquez *et al.*, 2009). La traza de este cabalgamiento está compartimentada por una serie de fallas direccionales de orientación NO-SE y movimiento dextral relacionadas con la reactivación de desgarres tardihercínicos durante la orogenia alpina (Boillot y Malod, 1988; Boillot *et al.*, 1979). El análisis direccional realizado en esta tesis basado en la orientación de estas estructuras, presenta una orientación preferente NE-SE, y tres direcciones secundarias con orientación N-S, NO-SE y E-O (Fig. 6.20.B). Si comparamos esta distribución de direcciones con las obtenidas del análisis de orientaciones definidas a partir del MDT se comprueba que existe una gran similitud entre ambas, existiendo una separación menos evidente entre las fracturas NE-SO y E-O en el caso de las direcciones establecidas a partir de las fallas cartográficas (Fig. 6.20.C).

Por lo tanto, a la luz de los diferentes estudios previos de lineaciones de origen tectónico realizados en margen noroeste de la Península Ibérica a partir de la interpretación de datos indirectos (sonografías, anomalías del campo gravitatorio terrestre, sismica), se observa que las orientaciones determinadas a partir del análisis de lineamientos obtenidas del MDT de la zona de estudio son un reflejo de los sistemas de fracturas que han controlado los rasgos morfoestructurales que definen este sector. La relación entre las fallas inferidas a escala cortical a partir del análisis de las anomalías gravimétricas de Aire Libre y Bouguer y su reflejo en las

lineaciones que se observan en la superficie del fondo marino en algunas situaciones no pueden ser inferidas directamente como ya ha sido mencionado. Los modelos analógicos sugieren que cuando una fractura de basamento se desplaza la deformación se transfiere hacia las unidades suprayacentes desarrollando estructuras menores en la cobertera. Estas fracturas/fallas menores que se desarrollan en la cobertera no necesariamente se tienen que localizar exactamente sobre las fallas de basamento, pero si dentro un abanico abierto hacia arriba como se proponen en los modelos de propagación de la deformación frágil realizados por Horsfield (1977), Naylor *et al.* (1986), Mandl (1988) y Whithjack *et al.* (1990). En la superficie, estas fracturas se desarrollan a lo largo de bandas localizadas sobre la falla de basamento principal y su orientación dependerá de la componente y dirección de deslizamiento entre los bloques individualizados por los planos de falla de basamento, de las características mecánicas y geométricas de la cobertera, y de la magnitud de los esfuerzos que inducen la deformación.

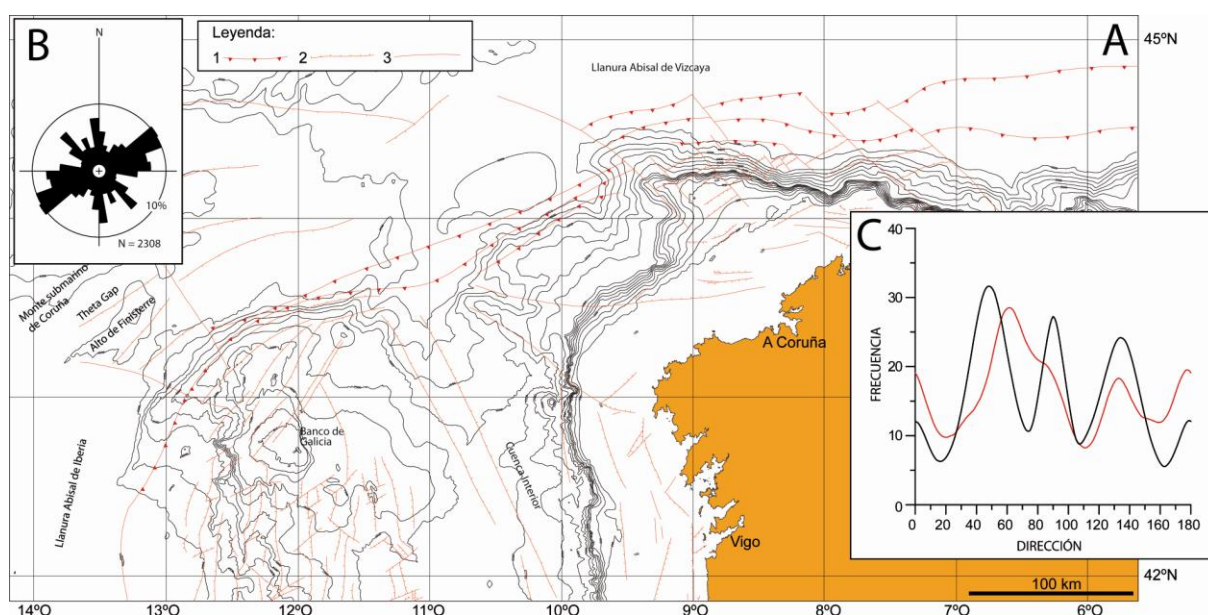


Figura 6.20. A) Mapa de estructuras tectónicas del Margen Continental de Galicia extraído del Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2014). Leyenda: 1: Cabalgamiento; 2: Falla Normal; 3: Falla Direccional. B) Diagrama en rosa mostrando la frecuencia total de las orientaciones de las estructuras tectónicas cartografiadas. El círculo exterior representa el 10% de los datos. N es el número de datos representados. C) Curva de frecuencias suavizadas mostrando las orientaciones determinadas del análisis de los lineamientos obtenidos del MDT (línea de color negro) y de las orientaciones de las estructuras tectónicas cartografiadas (línea de color rojo).

### 6.2.2. Relación entre densidades de lineamientos y la estructura cortical del Margen Continental de Galicia y llanuras abisales adyacentes

La variación de densidad de lineamientos y su relación con macroestructuras infrayacentes ha sido establecida ya en numerosos trabajos (ej. Cortes *et al.*, 2003; Bahroudi y Talbot, 2003; Sepehr y Cosgrove, 2005; Maestro *et al.*, 2008; Alfaro *et al.*, 2010). La explicación de esto se relaciona con el papel que juegan las grandes estructuras de basamento como inhomogeneidades y 'zonas de amplificación del esfuerzo' (Pollard y Segall, 1987; Sassi *et al.*,

1993; Sassi y Faure, 1997). En nuestra zona de estudio esta relación es especialmente clara, localizándose los máximos de densidad en zonas que marcan límites de unidades de basamento definidas por fallas corticales y áreas de importante deformación.

Los valores de anomalías gravimétricas nos permitirán establecer la extensión de formaciones geológicas, límites entre cuerpos de roca de diferente densidad, situación y dimensiones de grandes unidades intrusivas y zonas de contacto, presencia de zonas de fracturación y profundidad relativa de grandes unidades litológicas. Si atendemos a las anomalías gravimétricas de Aire Libre en el sector analizado, estos presentan valores positivos en zonas elevadas tanto en el basamento oceánico, como es el caso del Alto de Charcot, de dirección E-O, y el Alto de A Coruña, con orientación NE-SO, como en el basamento continental, Banco de Galicia y el talud superior del Margen de Galicia, de dirección N-S, el Banco de Finisterre y la dorsal peridotítica al norte del Banco de Galicia, con orientación NE-SO, y la Plataforma de Ortegal, de orientación E-O (Fig. 6.21.A).

También se observa una serie de zonas de fuertes gradientes que se relacionan con la transición entre la corteza continental y la corteza oceánica, haciéndose más evidente al norte de la zona estudiada, donde se encuentran los mínimos valores de anomalía de Aire Libre (Fig. 6.21.A). Por otro lado, analizando el mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer se observa que entre la costa de Galicia y el Banco de Galicia aparece un eje de máximos relativos de anomalía de Bouguer orientado NNO-SSE, el cual se corresponde con la Cuenca Interior (Fig. 6.21.B). Coincidiendo con las zonas de máximo gradientes y con la localización de la dorsal peridotítica se observa un máximo de densidad de lineamientos que se extiende al oeste del Banco de Galicia de norte a sur (Fig. 6.21). En el borde septentrional del banco pasa a disponerse en dirección E-O y NE-SO en la zona de las plataformas marginales, disponiéndose nuevamente en dirección E-O en el Margen Cantábrico (Fig. 6.21). Esta distribución define el límite entre la corteza continental-oceánica. Existen también algunas zonas de máxima densidad al este del Banco de Galicia que pueden definir zonas de fracturas del basamento, y sobre todo en a lo largo del talud superior del Margen Gallego con dirección N-S que definen claramente los límites de la Cuenca Interior, de claro carácter estructural, principalmente en el sector más oriental (Fig. 6.21). Por último, cabe destacar los máximos de lineamientos localizados en el Alto de A Coruña, con dirección NE-SO, y en el Alto de Charcot, con dirección E-O, están claramente relacionados con los procesos de levantamiento, flexión y desarrollo de cabalgamientos en la corteza oceánica en estos sectores, asociados al acortamiento producido durante la orogenia alpina, fundamentalmente en el Eoceno, pero que perdura en la actualidad (Medialdea *et al.*, 2009).

El mapa de anomalías magnéticas también nos permite establecer diferentes unidades geológicas en función de sus características magnéticas, cuyos límites marcan discontinuidades corticales. La zona norte de la zona de estudio presenta alineaciones de componente E-O con una predominancia de valores negativos en coincidencia con el Alto de Charcot (Fig. 6.22). Es posible identificar dos alineaciones positivas de tendencia NE-SO, una situada al norte del Banco de Galicia, que concuerda con la posición de la cresta peridotítica, y otra situada hacia el oeste (Fig. 6.22). La parte de transición entre corteza oceánica y continental queda determinada



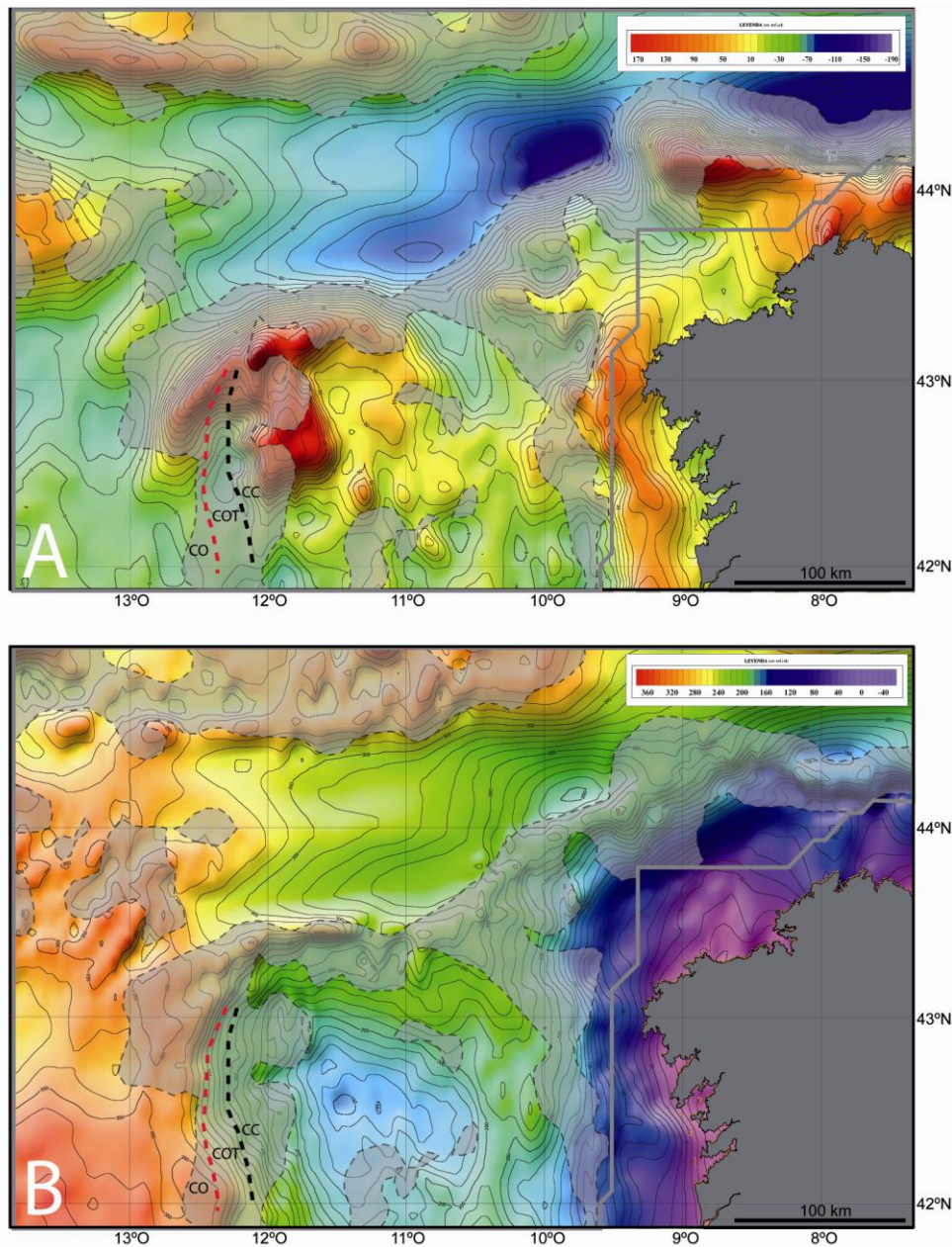


Figura 6.21. A) Mapa de anomalías gravimétricas de Aire Libre y B) de Bouguer (Ministerio de Defensa, 2014). La superficie gris señala la máxima densidad de lineamientos en función de su número. Se ha indicado los límites entre corteza oceánica (CO), corteza oceánica de transición (COT) y corteza continental (CC) establecidos por Druet (2004).

en aquellas bandas en las cuales se observa un fuerte gradiente en los valores de anomalía (Fig. 6.22). Esta región se encuentra situada inmediatamente al norte y oeste de la cresta peridotítica y al norte de un eje de máximos relativos en los valores de anomalías magnéticas y que con tendencia E-O se localiza en el Margen Cantábrico (Fig. 6.22). Coincidiendo con esta zona, se localiza el máximo de densidad de lineamientos, por lo que su localización estaría definida por una clara anisotropía de la corteza que marca el límite entre la corteza continental y oceánica, tal y como ya se había puesto de manifiesto en el análisis de las anomalías gravimétricas descrito anteriormente (Fig. 6.22).

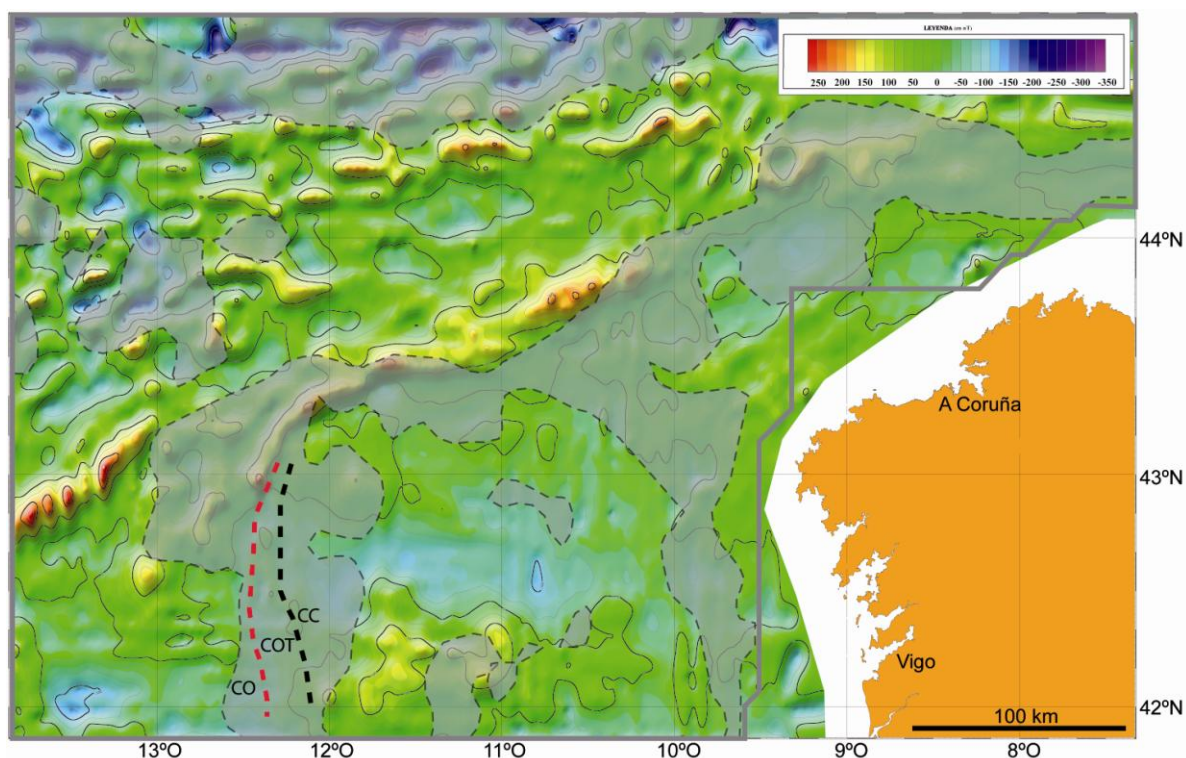


Figura 6.22. Mapa de Anomalías Magnéticas (Ministerio de Defensa, 2014). La superficie gris señala la máxima densidad de lineamientos en función de su número. Se ha indicado los límites entre corteza oceánica (CO), corteza oceánica de transición (COT) y corteza continental (CC) establecidos por Druet (2004).

Para finalizar, comparando las máximas densidades determinadas a partir del análisis de lineamientos obtenidos del MDT con respecto a las grandes estructuras tectónicas cartografiadas en el Margen de Galicia extraídas del Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández *et al.*, 2014), se puede observar la estrecha relación de las zonas de máxima densidad con las grandes macroestructuras que definen este sector, tanto en localización como en orientación de la distribución (Fig. 6.23). Esta relación es especialmente clara al oeste del Banco de Galicia, donde en la parte meridional la zona de máxima densidad presenta una dirección N-S, coincidiendo con la existencia de un importante número de fallas normales, también de orientación N-S y que caracterizan este sector con el desarrollo de una serie de altos estructurales y semicuevas que se hunden en dominó hacia el oeste (Fig. 6.23). En la parte noroeste del banco, la distribución de la zona de alta densidad de lineamientos muestra una orientación NE-SO, coincidiendo nuevamente no sólo con fallas normales de esta misma dirección, sino también con la presencia de la dorsal peridotítica y la existencia de un frente de cabalgamiento vergentes al noroeste (Fig. 6.23). Este frente de cabalgamientos pasa a presentar una orientación E-O al norte del Banco de Galicia, y vuelve a disponerse en dirección NE-SO en la zona de la base de la Plataforma Marginal de Castro, coincidiendo con este trazado la superficie de máxima densidad de lineamientos (Fig. 6.23). En el Margen Cantábrico el trazado del frente de cabalgamientos presenta una orientación E-O, igual que la distribución de la superficie de máxima densidad de lineamientos. En este sector cabe destacar cómo la superficie del máximo de densidad es más ancha al norte de la Plataforma Marginal de Ortegal, coincidiendo con una zona muy tectonizada por la presencia



de fallas normales de orientación NE-SO que son cortadas y desplazadas por una serie de fallas direccionales dextrales de orientación NO-SE (Fig. 6.23). Por último, cabe destacar la existencia de una serie de máximos de densidad que se extienden en dirección NO-SE coincidiendo con fallas direccionales de esa misma orientación, tal y como se puede observar en el sector noreste de la Cuenca Interior y al este y noreste del Alto de Finisterre y el Paso de Theta Gap (Fig. 6.23).

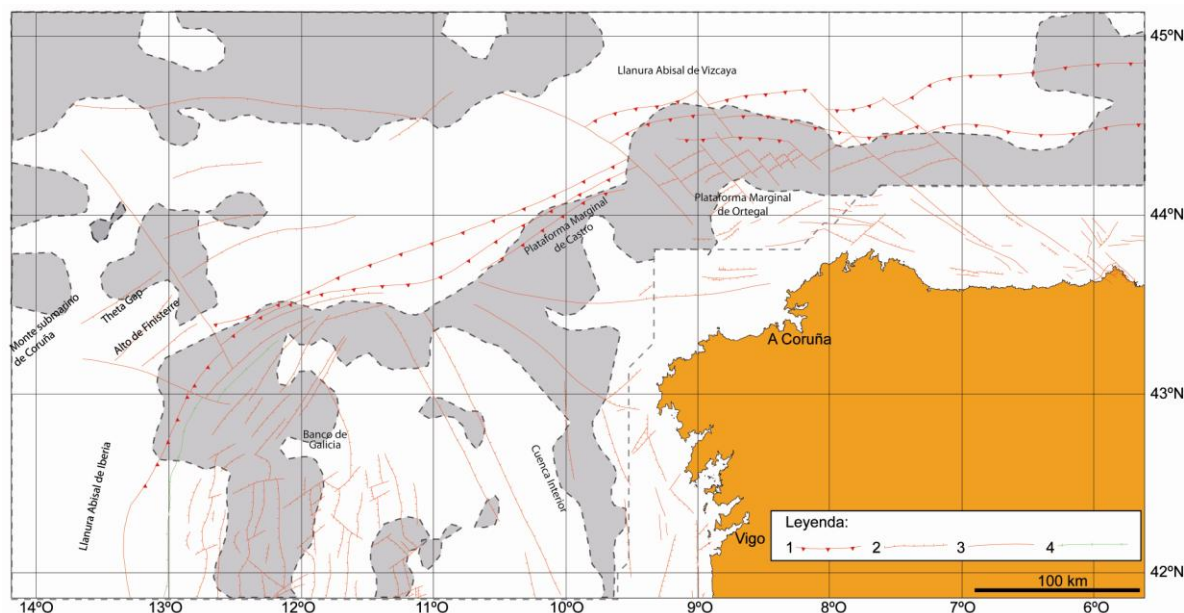


Figura 6.23. Mapa de estructuras tectónicas del Margen Continental de Galicia extraído del Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (Rodríguez-Fernández et al., 2014). Leyenda: 1: Cabalgamiento; 2: Falla Normal; 3: Falla Direccional; 4: Dorsal Peridotítica. La superficie gris señala la máxima densidad de lineamientos en función de su número.

### 6.3 EVOLUCIÓN DURANTE EL PLIOCENO-CUATERNARIO

La evolución del margen continental y llanuras abisales del norte de Iberia durante el Plioceno y Cuaternario ha estado controlada por diversos factores como son: los aportes sedimentarios, las condiciones oceanográficas, las variaciones climáticas y eustáticas, las características fisiográficas y la tectónica. En este apartado se describen los procesos sedimentarios y los tectónicos que han actuado en el margen durante este intervalo de tiempo.

#### 6.3.1. Evolución de los procesos sedimentarios durante el Plioceno-Cuaternario

##### 6.3.1.1. Talud continental

##### 6.3.1.1.1. Evolución de los procesos sedimentarios contorníticos

El comienzo del desarrollo del sistema deposicional contornítico de la zona de estudio podría situarse en el Plioceno superior, por encima de una superficie erosiva que se ha denominado D2 y que se ha datado entorno a los 3,2 Ma (Fig. 6.24). A partir de este momento aparecen las

primeras evidencias del efecto de la circulación de las masas de agua con el fondo, que comprende el desarrollo de los rasgos contorníticos (deposicionales y erosivos) a lo largo de las tres plataformas, Castro, Pardo Bazán y Ortegal. Diversos autores han considerado tener mayores evidencias del efecto de la circulación de la MOW sobre otros márgenes Ibérico-Atlánticos durante el Plioceno inferior (4,0-4,2 Ma), como en el Golfo de Cádiz o en el Banco de Le Danois, en la parte central del Margen Cantábrico (Hernández-Molina *et al.*, 2009, 2014b; Van Rooij *et al.*, 2010; Llave *et al.*, 2011; Raddatz *et al.*, 2011; Rogerson *et al.*, 2012; Roque *et al.*, 2012; Brackenridge *et al.*, 2013).

A partir de ahí, la interacción con el fondo de las masas de agua que componen la circulación de la zona de estudio, y en especial las interfaces entre ellas, ha dado lugar a que las plataformas marginales de Ortegal, Pardo Pazán y Castro constituyan terrazas contorníticas donde se han ido alternando intervalos erosivos y de depósito desde el Plioceno superior hasta la actualidad. Los cambios climáticos y/o eustáticos durante este periodo han influido en variaciones de profundidad entre las interfases de las masas de agua, y más evidentes durante el Cuaternario. Durante los periodos glaciares va a haber un aporte sedimentario más directo e intenso tanto a la plataforma como al talud, y además la Corriente Mediterránea va a fluir de forma más intensa y a mayor profundidad al ser más densa (Schönfeld y Zahn, 2000; Rogerson *et al.*, 2005; Llave *et al.*, 2006; Voelker *et al.*, 2006). Sánchez-González (2013) estima posiciones teóricas de la MOW, estableciendo que durante los intervalos glaciares en las plataformas marginales de la zona de estudio las interfases se situarían a unos 600 m más profundas que en periodos interglaciares. Por lo tanto, durante los intervalos glaciares, la interfase entre la ENACW/MOW estaría interaccionando con la terraza contornítica de Pardo Bazán mientras que la interfase entre la MOW/LSW interaccionaría a la profundidad en la que se encuentra actualmente la terraza contornítica de Castro (Fig. 6.24).

Trabajos realizados en otros sistemas deposicionales contorníticos (ej., en el Mar de Alborán, en el Golfo de Cádiz o en el Banco de Le Danois) evidencian el hecho de que estos sistemas se han desarrollado y han evolucionado de forma coetánea con los cambios paleoceanográficos ocurridos durante este periodo (Llave *et al.*, 2001, 2006; Ercilla *et al.*, 2002; Hernández-Molina *et al.*, 2002, 2006, 2011, 2014; Stow *et al.*, 2002, 2013; Van Rooij *et al.*, 2010), observándose uno de los mayores cambios coincidiendo con la *Revolución de Mitad del Pleistoceno (MPR)* (Llave, 2004; Llave *et al.*, 2007; Van Rooij *et al.*, 2010; Hernández-Molina *et al.*, 2014). En este sentido, en los depósitos contorníticos cartografiados en el margen continental del área de estudio se observa también un cambio en la arquitectura sedimentaria a partir de una superficie erosiva que se ha denominado D1 y que se corresponde con la discontinuidad MPR asignada a los 0,9 Ma). Desde el comienzo del Pleistoceno hasta el Holoceno este sistema ha ido migrando hacia el noreste produciendo el desplazamiento también de los depocentros en la misma dirección (Fig. 6.25).



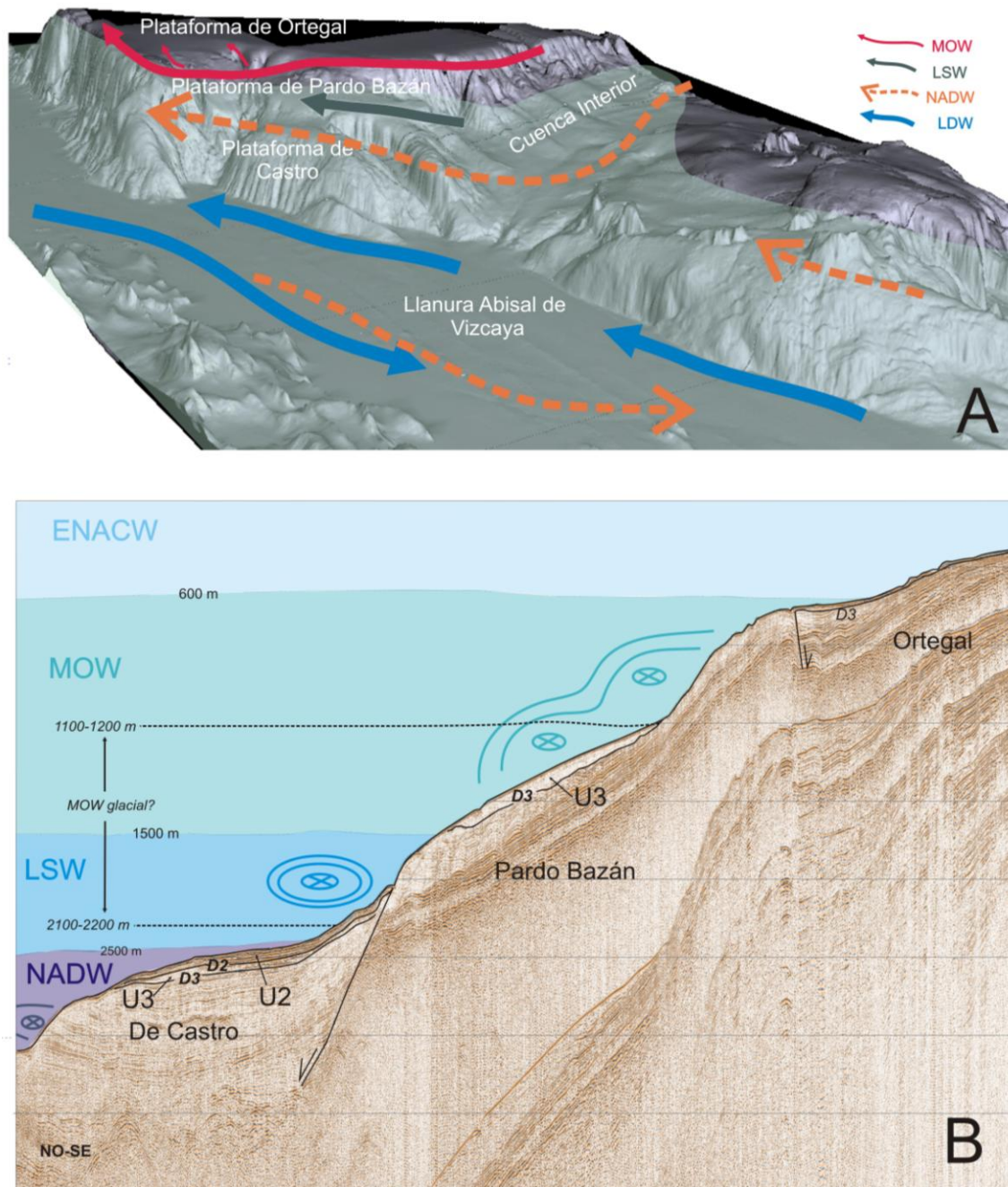


Figura 6.24. A) Distribución en la vertical de las masas de agua que circulan en la zona de estudio. B) Perfil sísmico donde se distinguen las masas de agua que circulan a lo largo de las plataformas marginales. (Modificado de Sánchez-González, 2013).

#### 6.3.1.1.2. Evolución de los procesos sedimentarios gravitacionales

#### 6.3.1.2. Llanura abisal

En el sector nororiental de la zona de estudio se localiza el Sistema Turbidítico del Cantábrico, que comienza su desarrollo en el Eoceno superior (Crèmer, 1983), mientras que el sistema localizado en la parte occidental de la cuenca comienza a desarrollarse a partir del Pleistoceno medio (Zaragosi *et al.*, 2011).

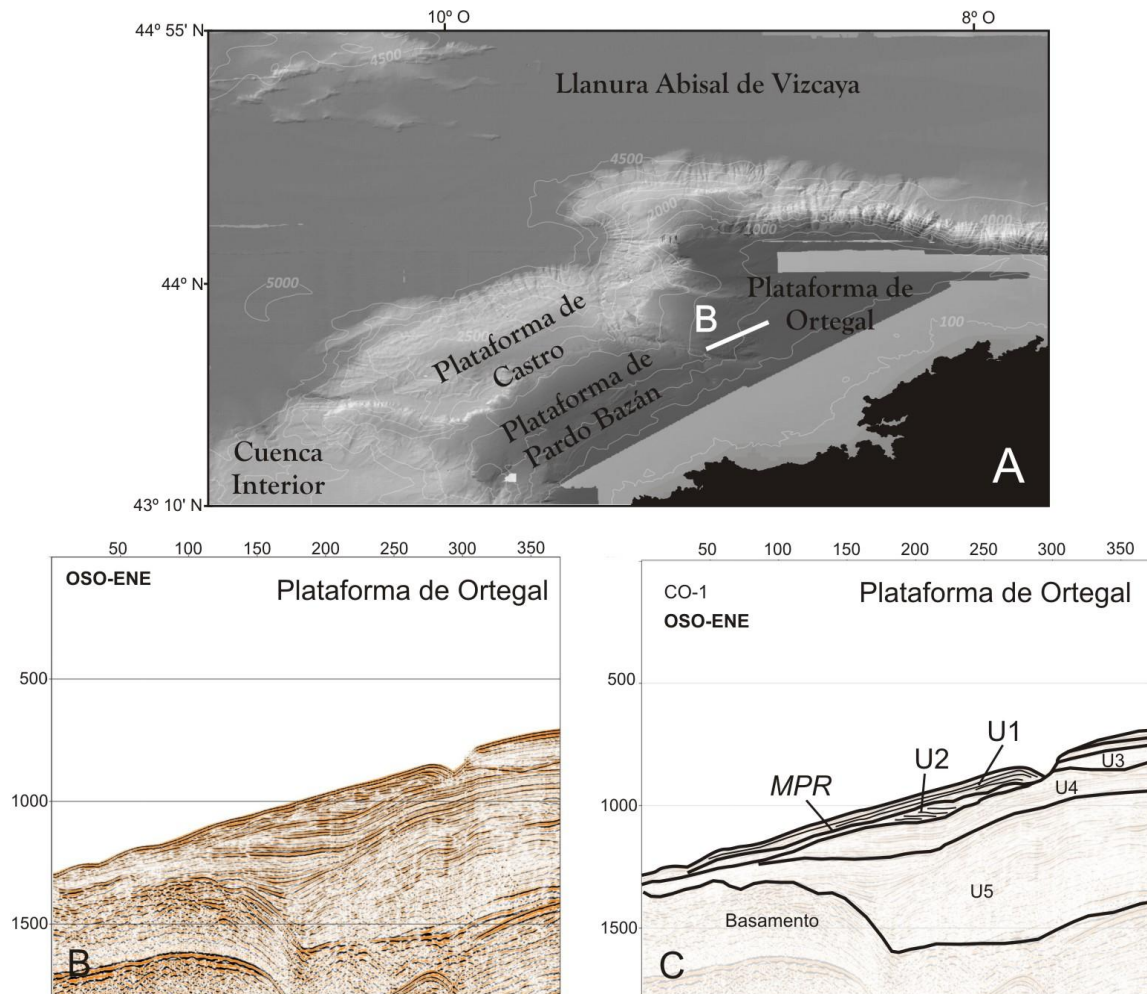


Figura 6.25. A) Modelo Digital del Terreno de la zona de las plataformas marginales. B) Ejemplo de perfil sísmico de Airgun obtenido durante la campaña Contouriber-2 donde se observa el depósito contornítico cartografiado en la Plataforma de Ortegá. Ver su localización en A. C) Interpretación del perfil sísmico donde se observa el cambio en la arquitectura sedimentaria a partir de la discontinuidad MPR.

El Sistema Turbidítico de Cap Ferret, con el que estaría relacionado el Sistema Turbidítico del Cantábrico, comienza a desarrollarse durante el Eoceno superior (Crèmer, 1983). Sin embargo, es durante el Plioceno y Pleistoceno cuando se desarrolla la parte distal de este sistema y, principalmente, el dique en el margen derecho del canal (Bourillet *et al.*, 2006). Durante el Cuaternario el régimen sedimentario de este margen va a estar influenciado por los cambios climáticos que se producen alternando los periodos glaciares con los interglaciares (Weaver *et al.*, 2000; Zaragosi *et al.*, 2001; Mojtahid *et al.*, 2005). El origen de este sistema va a estar relacionado con la rápida progradación del margen en el sector más oriental del Margen Cantábrico que tienen lugar debido a que estos cambios climáticos van a producir un retrabajamiento de los depósitos continentales, provocando una continua actividad gravitacional transportando el material hacia las zonas profundas, a través de cañones y canales (Belderson y Kenyon, 1976; Cremer, 1981, 1982; Kenyon, 1987; Kenyon *et al.*, 1987; Zaragosi *et al.*, 2000; Mulder *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2006; Gonthier *et al.*, 2006; Gaudin *et al.*, 2007).

En el Margen Cantábrico dominan los procesos transversales a los longitudinales, alternando la ocurrencia de estos procesos según los cambios eustáticos (Ercilla *et al.*, 2008). Estos procesos transversales son los responsables del desarrollo del lóbulo localizado en la parte distal del Sistema Turbidítico de Cap Ferret durante el Plio-Cuaternario (Cremer, 1983; Faugères *et al.*, 1998; Gonthier *et al.*, 2006; Gaudin *et al.*, 2007). Según estos estudios la evolución sedimentaria va a estar controlada por varios factores, los cambios del nivel del mar, la topografía y el aporte sedimentario. Todo este sistema parece que ha estado activo desde el Plioceno superior hasta el Pleistoceno medio, desarrollándose las secuencias deposicionales U2, U1<sub>E</sub> y U1<sub>D</sub>. Durante el Pleistoceno medio tiene lugar un cambio importante en la tendencia de los ciclos climáticos, cambiando la ciclicidad de los periodos glaciares e interglaciares de 40 ka a 100 ka (Head y Gibbard, 2005; Lisiecki y Raymo, 2005, 2007). Este evento va a producir una intensa erosión que va a influir en el patrón sedimentario tanto del talud como de la llanura (Iglesias, 2009). Según Faugères *et al.* (1998) la secuencia Plio-Cuaternaria del abanico en la parte distal de este sistema va a estar caracterizada por la presencia de capas de arena transportadas por el canal principal. Por tanto, el incremento en la actividad de los cañones y de los procesos gravitacionales en el talud, durante este largo periodo de bajada del nivel del mar, habría proporcionado un mayor y continuo aporte sedimentario a la cuenca favoreciendo el desarrollo del Lóbulo A, que junto al aumento de pendiente de la cuenca hacia el oeste van a favorecer el desarrollo de este lóbulo, que llega a alcanzar los 300 km de longitud (Fig. 6.12).

Hacia el oeste del margen, en el extremo de la Plataforma de Ortegal, se localiza el Canal de Ortegal (Fig. 2.31). Este canal disminuyó su actividad erosiva durante el comienzo del Pleistoceno medio. A partir de ese momento, comienza a desarrollarse un dique en su flanco derecho (Fig. 6.26) por la acción de la fuerza de Coriolis en relación a la circulación de la corriente hacia el suroeste. Es a partir del Pleistoceno superior cuando comienza a depositarse material hemipelágico tanto en el fondo como en los márgenes de este canal indicando el cese de su actividad (Fig. 6.26).

Los sistemas turbidíticos Céltico y Armoricano comienzan a desarrollarse en torno al Mioceno superior (Droz *et al.*, 1999, 2003). Durante el Plioceno existe una progradación de estos sistemas hacia la cuenca oceánica con una continua actividad de los canales que estarán alimentados, principalmente, por el paleocauce del río de Le Manche cargado con sedimentos de grano grueso (Bourillet *et al.*, 2006). Durante el Cuaternario estos sistemas se verán alimentados por una importante cantidad de material más fino procedente del Mar de Irlanda lo que favorece una actividad permanente de estos sistemas turbidíticos (Bourillet *et al.*, 2006).

Según Zaragosi *et al.* (2001), la mayor actividad del Sistema Turbidítico Armoricano ha tenido lugar durante los periodos glaciares asociados a bajadas del nivel del mar. Estos autores llevaron a cabo varios análisis en sondeos para determinar la evolución del Sistema Turbidítico Armoricano desde la última glaciación. Los resultados revelan que la presencia de capas de arena en el límite entre el Pleistoceno y el Holoceno apunta a un periodo de alta energía de las corrientes turbidíticas asociado a la bajada del nivel del mar del *Younger Dryas* (Walker *et al.*, 2009), donde ha habido un retrabajamiento del material arenoso presente en la plataforma. Sin



embargo, no está clara la actividad de este sistema durante los periodos interglaciares, si es totalmente inactivo o si hay algún pequeño aporte de material desde la plataforma. Este hecho corresponde con el periodo en el que se han desarrollado las unidades sísmicas identificadas en el sistema de canales del área de estudio, donde las discontinuidades que las separan se han datado en estos periodos glaciares, donde habría un mayor aporte de material procedente del norte.

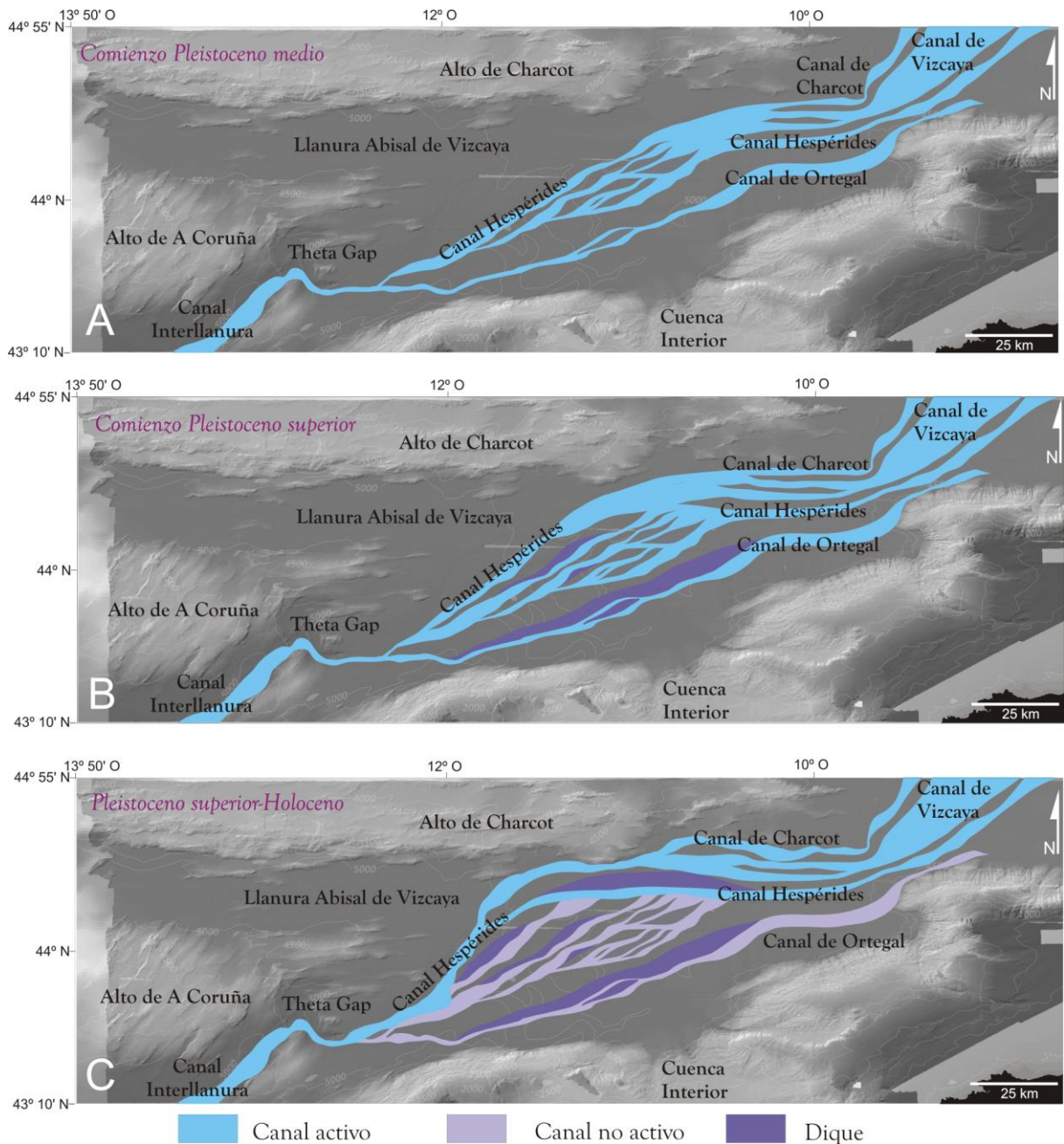


Figura 6.26. Desarrollo del sistema de canales del Sistema Turbidítico de Charcot presente en el sector occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya en tres etapas: A) Base del Pleistoceno medio; B) Base del Pleistoceno superior; y C) Pleistoceno superior a la actualidad.



En el Sistema Turbidítico de Charcot, el estudio de los perfiles sísmicos y de la reflectividad ha permitido determinar que tanto los canales de Charcot, Vizcaya y Hespérides, que se localizan al este del Alto de Charcot, tienen una alta actividad erosiva desde el límite entre el Pleistoceno medio hasta el superior (Fig. 6.26.A). Inicialmente, entorno a los 430 ka, estos canales procedentes del Sistema Turbidítico Armoricano aumentarían su actividad, ya que, según Zaragosi *et al.* (2011), es en los periodos más fríos donde se ha observado una mayor energía de las corrientes turbidíticas en este sistema, y circularían a lo largo de la cuenca en dirección suroeste favorecidos por la pendiente regional de la zona. Este sistema se canalizaría en el sector comprendido entre el Alto de Charcot y el sector septentrional del Margen de Galicia debido a la intensificación de la corriente por la presencia de estos obstáculos conformando el Sistema Turbidítico de Charcot, sin embargo, posteriormente se han ido desarrollando varios canales distributarios cambiando la morfología del sistema (Fig. 6.26.A). Estos aumentos locales de la sinuosidad producen descensos en la profundidad de los canales y reducen la capacidad de transporte de los flujos turbidíticos, favoreciendo el depósito del material, como se ha observado por ejemplo en el Sistema Turbidítico del Magdalena, descrito por Estrada *et al.* (2005 y 2008).

Al final del Pleistoceno medio la presencia del Alto de Charcot va a condicionar la progradación del sistema hacia el oeste debido en parte a la fuerza de Coriolis que los desplaza en esa dirección y favorecido porque las masas de agua se intensifican y aumentan su velocidad en las zonas próximas a estos montes submarinos, aunque también existe un condicionante tectónico como describiremos en el apartado 6.3.2. Se observa un cambio a gran escala de la morfología del canal pasando a un sistema de canales con diques bien desarrollados (Fig. 6.26.B). Los flujos turbidíticos procedentes del norte contendrían una mezcla de fango y arena, sería el sedimento más fino el que se desbordaría acumulándose en el flanco derecho del canal y favoreciendo el desarrollo de los diques.

A partir del Pleistoceno superior el Canal Hespérides se dirige hacia el oeste de la cuenca, cambiando de nuevo la morfología del sistema y con un carácter muy erosivo debido al aumento de la intensidad de los flujos turbidíticos que transportarían una mayor carga sedimentaria durante los descensos del nivel del mar (Fig. 6.26.C), tal y como han descrito Zaragosi *et al.* (2011) para el Sistema Turbidítico Armoricano. Como ocurría con el Canal de Ortegal, la presencia de material hemipelágico en el fondo y márgenes de los canales distributarios desarrollados en la vertiente sur de este canal indica que éstos han cesado su actividad durante el Pleistoceno superior.

### 6.3.2. Evolución tectónica reciente

La orientación de los elementos morfológicos de la zona de estudio muestra unas pautas muy constantes de orientaciones, presentando cuatro direcciones preferentes N-S, NE-SO, E-O y NO-SE (ver Figura 5.1). Estas directrices que estructuran el margen, y que se relacionan con fallas (ver apartado 6.2.1), se han desarrollado a lo largo de la evolución geodinámica del mismo desde la etapa tardi-varisca hasta la actualidad. Estas fallas se han reactivado en determinados momentos de la historia geológica en relación al campo de esfuerzos tectónicos transmitidos al

interior de la Placa Ibérica desde sus márgenes activos. Esto determinará, dependiendo de su situación dentro de la placa, que fracturas se reactivaran y qué tipo de movimiento y estructuras asociadas generaran, condicionando de este modo la evolución sedimentaria a lo largo del Mesozoico y Cenozoico.

A lo largo del sector noroeste de la Península Ibérica se observa que las fallas NO-SE, N-S y NE-SO son muy abundantes, presentando un gran recorrido con longitudes de traza ocasionalmente superiores a varios centenares de kilómetros. Son también muy características las fallas E-O, aunque por lo general aparecen muy segmentadas por las anteriores y muestran, por tanto, trazas mucho menores (Fig. 6.27). Estas fallas presentan predominantemente movimientos en dirección durante la etapa tardi-varisca (Arthaud y Matte, 1975). Durante la etapa de extensión mesozoica, en relación al desarrollo del *rift* Triásico que compartimentó Europa, África y Norteamérica y de la apertura del Océano Atlántico Norte durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, las fallas de dirección N-S a NO-SE actuaron como normales, mientras que las de dirección NE-SO funcionaron como direccionales (Mauffret y Montadert, 1987; Boillot *et al.*, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Pinheiro *et al.*, 1996; Whitmarsh *et al.*, 1996; Whitmarsh y Sawyer, 1996; Srivastava *et al.*, 2000; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003; Henning *et al.*, 2004). Desde el Paleógeno hasta el Mioceno el margen fue afectado por un régimen compresivo de dirección N-S en el contexto de la Orogénia Alpina (Boillot y Malod, 1988; Murillas *et al.*, 1990; Srivastava *et al.*, 1990; Olivet, 1996; Pinheiro *et al.*, 1996; Alvarez-Marrón *et al.*, 1997). Los numerosos estudios realizados sobre la complejidad estructural y reactivación de poblaciones de fallas indican que la deformación compresiva alpina, con una tasa de acortamiento comprendida entre un 10 y un 20 % (De Vicente *et al.*, 2004), ha sido capaz de removilizar el conjunto de fallas citadas, de modo que la mayor parte de los desplazamientos de las estructuras variscas observables son compatibles con el acortamiento cenozoico, funcionando las fallas de dirección NE-SO y NO-SE como direccionales, las de orientación N-S como normales y las de dirección E-O como inversas. Desde hace 9 Ma (Tortonense), y coincidiendo con una reestructuración de primer orden en las pautas sedimentarias de las Cuencas cenozoicas del Antepaís Ibérico (Calvo *et al.*, 1993), el acercamiento Eurasia-Iberia respecto a África gira hacia una orientación más NO-SE (Anderweg, 2002), que contribuye a mantener el edificio estructural anterior, cambiando algunos sentidos de movimiento en las fallas más importantes. Así, con esta dirección de acortamiento, las fallas se reactivaran, actuando las estructuras NE-SO como fallas inversas, las fallas NO-SE como normales, y las fallas N-S como sinestrales con componente normal (González-Casado y Giner, 2000; De Vicente, 2004; Martín-González *et al.*, 2010). Durante esta etapa, la reactivación de las estructuras tectónicas del Margen Continental de Galicia queda reflejada tanto en los rasgos morfológicos del fondo marino, como en el control que estas estructuras reactivadas tienen sobre los procesos sedimentarios.

Atendiendo a las relaciones de corte entre las fallas-lineamientos analizados en la zona de estudio (ver apartado 5.3) se observa claramente la complejidad estructural antes citada que se debe al rejuego de las estructuras tardi-variscas durante la evolución geodinámica del Margen de Galicia hasta la actualidad. Las relaciones de corte muestran cómo las estructuras de orientación NO-SE son anteriores a las de orientación NE-SO, o al menos, las estructuras de

orientación NE-SO se desarrollaron hasta etapas más tardías. Por otro lado, las estructuras de dirección N-S son posteriores a las de orientación NE-SO y NO-SE, debido probablemente a su reactivación como fallas normales durante la etapa de apertura del Océano Atlántico. Finalmente, las estructuras de dirección E-O fueron las primeras en desarrollarse y su actividad se mantuvo en el tiempo durante toda la evolución del margen, desde la etapa tardi-varisca hasta la actualidad, por lo que son coetáneas al desarrollo de las morfoestructuras de dirección NE-SO y NO-SE y son posteriores a las estructuras de orientación N-S (ver figura 5.12).

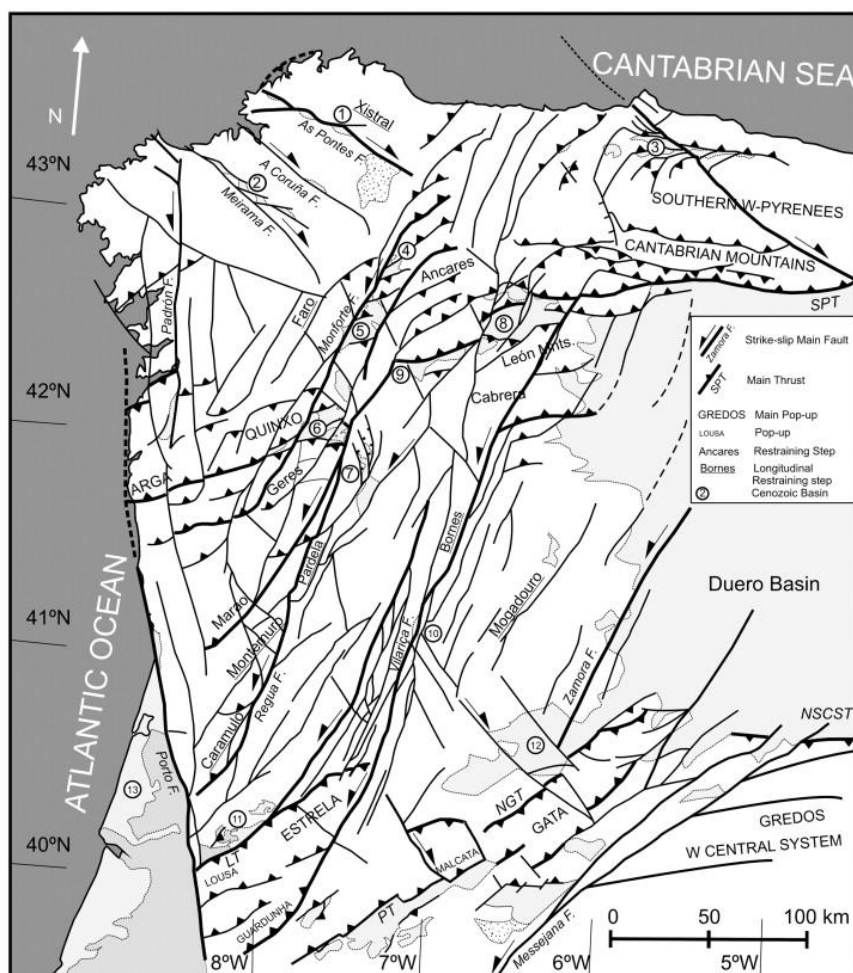


Figura 6.27. Esquema de las principales estructuras tectónicas del NO peninsular y las cuencas cenozoicas asociadas. 1. As Pontes; 2. Meirama; 3. Oviedo; 4. Sarria; 5. Monforte; 6. Xinzo de Limia; 7. Verín; 8. El Bierzo; 9. O Barco de Valdeorras; 10. Vilariça; 11. Lousa; 12. Ciudad Rodrigo; 13. Lusitana. Tomado de De Vicente y Vegas (2009).

Giner *et al.* (1999) y González-Casado y Giner (2000) analizan la tectónica reciente en el sector noroeste de la Península Ibérica a partir del análisis de las fallas de escala macroestructural. En su estudio realiza una cartografía detallada de todas las fallas identificadas en los mapas geológicos de este sector, que fuesen posteriores a las estructuras hercínicas y que estuviesen asociadas con el relieve o con las cuencas cenozoicas. El resultado que obtienen del análisis estadístico de estas fracturas les permite establecer que existen tres orientaciones principales: NE-SO, NO-SE y N-S. Las fallas NE-SO son las más abundantes y están asociadas con la mayoría de las cuencas cenozoicas, especialmente en relación con la evolución de las cuencas terciarias del occidente asturiano. Las fallas NO-SE son las siguientes estructuras más frecuentes y están asociadas al desarrollo de pequeñas pero profundas cuencas de *pull-apart*. Monge-Ganuzas (1986) y Santanach (1996) asocian el desplazamiento de las fallas NO-SE con el desarrollo de las cuencas terciarias. Estas fallas están muy bien representadas en el sector del

Cabo Ortegal, donde limitan además esta zona elevada por el sur. Generalmente tienen una gran continuidad lateral, pudiendo seguirse su traza a lo largo de muchas decenas de kilómetros. Por último, las fallas N-S son menos abundantes, localizándose fundamentalmente en el sector occidental de Galicia, donde se prolongan hacia Portugal, y controlan el desarrollo de pequeñas cuencas cenozoicas.

El estudio de la deformación plioceno-cuaternaria del Margen Continental de Galicia es complicado, ya que se trata de un margen desnitrado (Montadert *et al.*, 1979), y la paleotopografía del basamento mesozoico no ha sido totalmente cubierta por sedimentos, controlando en muchos casos los depocentros sedimentarios de las unidades más recientes, las principales morfologías del fondo y las provincias fisiográficas. De todos modos, es posible establecer algunas evidencias que permiten conocer la actividad tectónica plioceno-cuaternaria. En algunos sectores en el entorno del Banco de Galicia y en el sector meridional del Margen de Galicia se observa como la reactivación de las fallas de dirección NNO-SSE a N-S y NO-SE como normales ha dado lugar al rejuvenecimiento de los escarpes, al basculamiento de las secuencias sedimentarias recientes sobre los altos estructurales, a la formación de pliegues suaves asociados por lo general con altos y depresiones del basamento, cambios bruscos laterales en el espesor de las unidades sedimentarias, el desarrollo de fallas de crecimiento afectando los depósitos, y el desarrollo de cuñas sedimentarias al pie de los escarpes debido a la erosión del escarpe de falla o a inestabilidades sedimentarias (Vázquez *et al.*, 2008).

En la zona de estudio de esta tesis se observa una región claramente compresiva en el sector septentrional del Banco de Galicia (Fig. 6.28.A), que coincide con la zona de subducción de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya bajo Iberia (Vázquez *et al.*, 2008), como ocurre hacia el Margen Cantábrico (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997), así como la deformación y variaciones de espesor de las unidades sedimentarias del Eoceno superior-Holoceno, que permite establece eventos de deformación Cenozoicos y neotectónicos. La región del Banco de Galicia podría ser considerada como una antiforma relacionada con un cabalgamiento del margen continental sobre la corteza oceánica, tal y como se puede apreciar desde el punto de vista morfológico con la realización de perfiles topográficos (Fig. 6.28.B y C). Del mismo modo, esto se puede deducir también del estudio de la disposición de las unidades *post-rift*. En el sector norte, el techo del basamento y especialmente las unidades *post-rift* están basculadas al norte, y las unidades sedimentarias del sector sur se disponen progresivamente basculadas hacia el sur (Fig. 6.28.D) (Vázquez *et al.*, 2008).

En este contexto, algunos estudios apuntan que los bancos de Galicia y Gorringe y el Espolón de Estremadura están relacionados con pliegues litosféricos de dirección E-O, generados bajo un campo de esfuerzos de dirección N-S durante la Orogenia Alpina (Cloetingh *et al.*, 2002). Este modelo de zonas topográficamente elevadas y deprimidas constituiría un tren de pliegues que sigue un patrón periódico y se extenderían desde la parte más occidental de la Península Ibérica hacia el Margen Atlántico (Fernández-Lozano *et al.*, 2011). La periodicidad de dichos pliegues está entre 50 km y 300 km de longitud de onda y se localizaría sobre zonas de corteza engrosada, como se desprende de los trabajos de Tejero *et al.* (2006) y Muñoz-Martín *et al.* (2010) (Fig. 6.29).



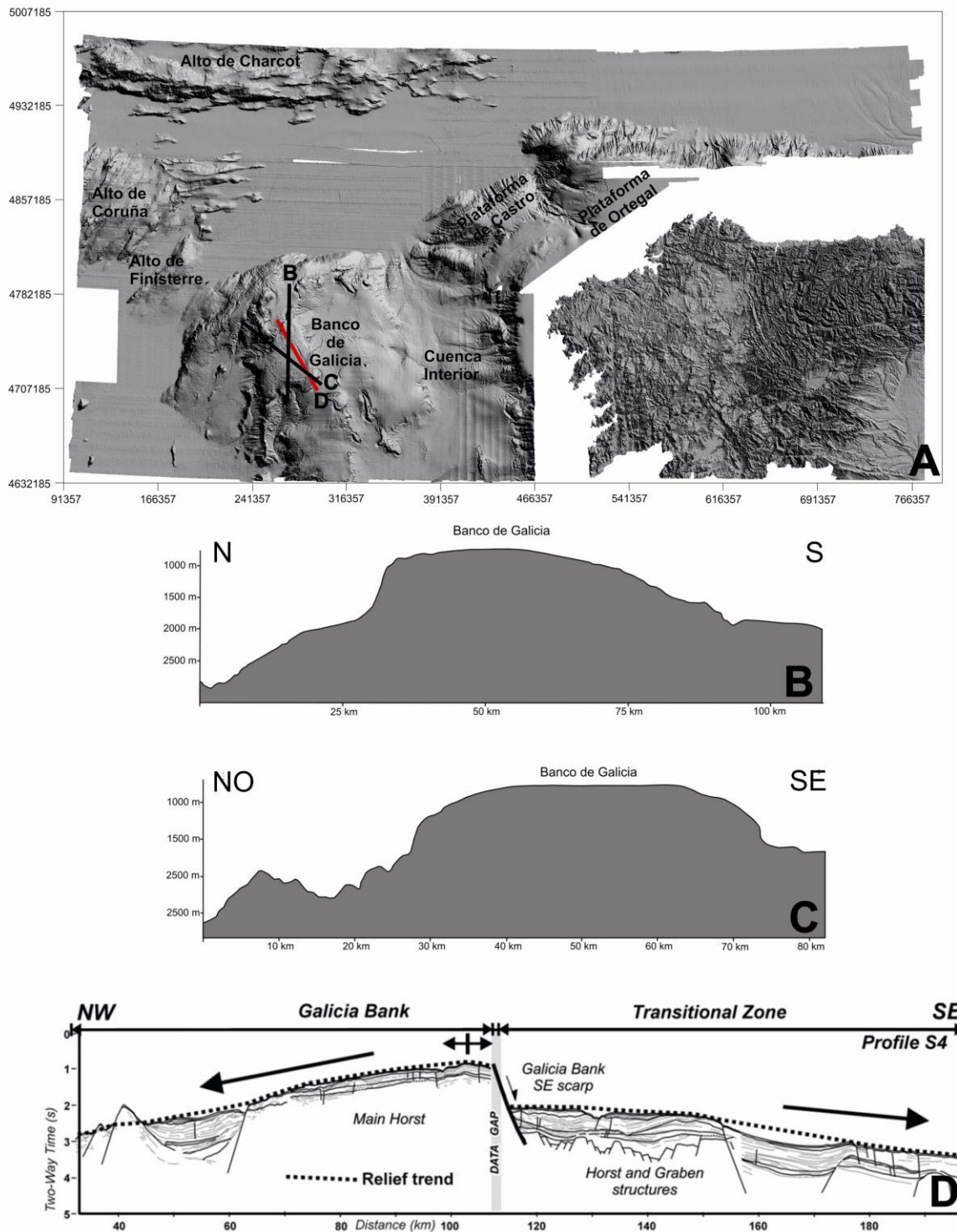


Figura 6.28. A) MDT del Margen de Galicia y Margen Cantábrico en la zona de estudio. B y C) Perfiles topográficos en dirección N-S y NO-SE respectivamente del Banco de Galicia. Su localización se ha señalado en el mapa superior con líneas de color negro. D) Corte NO-SE del Banco de Galicia basado en la interpretación de un perfil sísmico donde se observa la morfología antiformal y donde se puede observar como los reflectores sísmicos están basculados hacia el noroeste en la zona noroccidental y hacia el sureste en el sector suroriental. Su localización se muestra en el mapa superior con una línea de color rojo. Su charnela esta fracturada y desplazada por una falla normal que ha rejugado posteriormente a la deformación del banco. La figura D ha sido tomada de Vázquez et al. (2008).

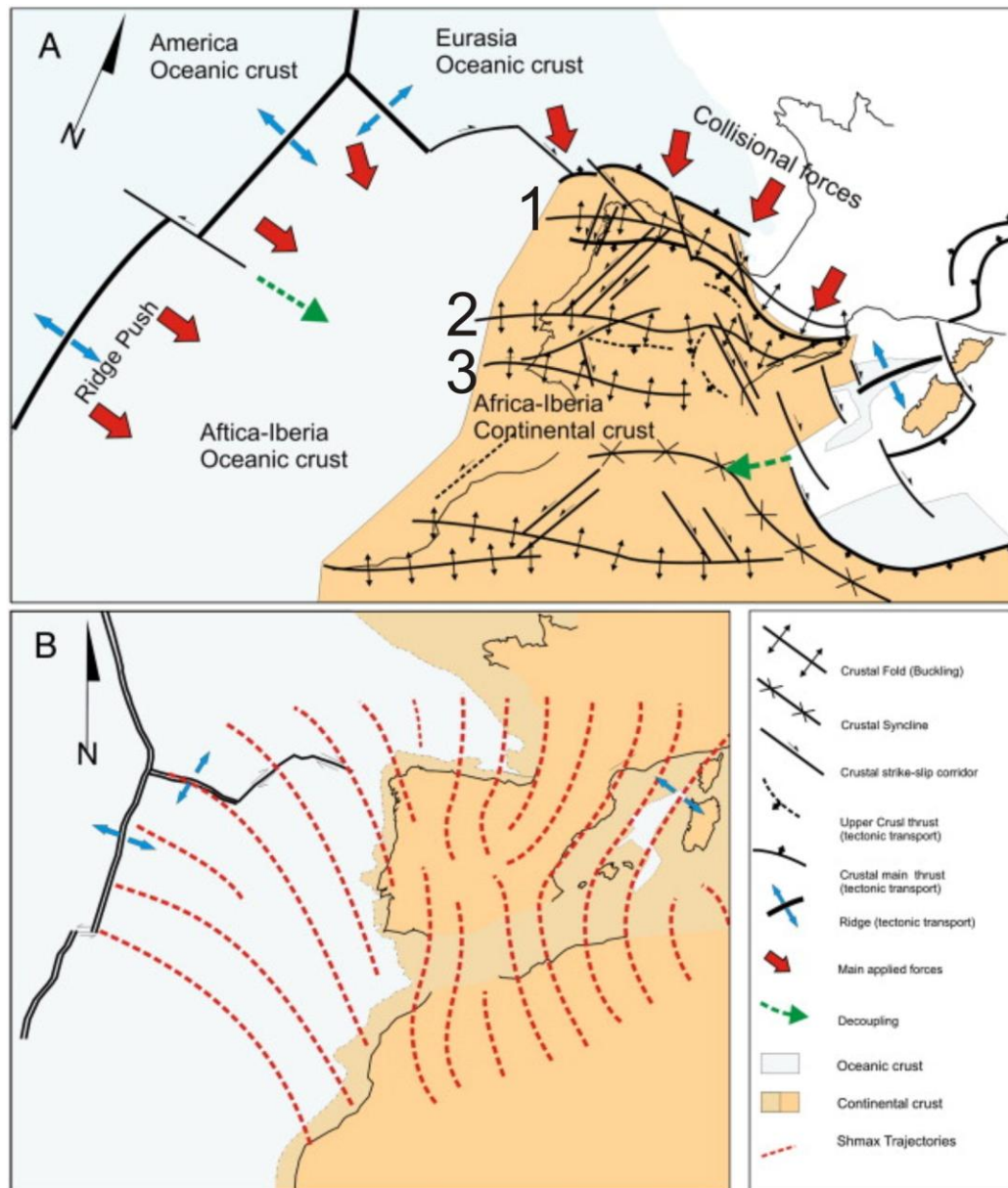


Figura 6.29. A) Esquema del plegamiento litosférico relacionado con la deformación alpina. 1) Banco de Galicia; 2) Espolón de Estremadura; y 3) Banco de Gorringe. B) Reconstrucción del campo de esfuerzos donde se muestra las trayectorias del esfuerzo máximo en la horizontal durante el Oligoceno-Mioceno. Tomado de De Vicente y Vegas (2009).

Simultáneamente a este plegamiento cortical, los sistemas de fallas extensionales NO-SE y N-S pueden haber sido reactivados debido a su paralelismo al eje de compresión. La reactivación como fallas extensionales también de algunas de las fallas de transferencia mesozoicas de dirección NE-SO puede haberse debido a que al progresar plegamiento antiformal del banco, se producen esfuerzos extensionales en la charnela externa que provocan la reactivación de las fallas NE-SO bajo un campo de esfuerzos compresivo perpendicular (Vázquez *et al.*, 2008). La estructura domática alpina desarrollada sobre un margen anteriormente deformado por una etapa extensional polifásica, produce el rejuvenecimiento del carácter de estructura en horst del Banco de Galicia. La reactivación de estas fallas compartimentan la estructura compresiva

antiformal, de forma concéntrica al relieve, excepto en el flanco noroeste donde se localiza el cabalgamiento principal. La reactivación extensional no afecta a las fallas mesozoicas de igual forma. Los mayores movimientos han ocurrido principalmente en las fallas que presentaban una orientación favorable, así como aquellas paralelas a los ejes compresivos cenozoicos, es decir las estructuras N-S y NO-SE.

La flexura antiformal del Banco de Galicia también se ve reflejada en la evolución de los depósitos y morfologías de la Llanura Abisal de Vizcaya al norte del mismo. Atendiendo a las unidades diferenciadas más recientes Pleistoceno medio-Holoceno, descritas en el apartado 4.2.2, se puede observar la existencia de tres depocentros en las unidades  $U1_E$  (900-960 a 430 ka),  $U1_D$  (430 a 360 Ka) y  $U1_C$  (360 a 135 ka), respectivamente (Fig. 4.25). El eje del depocentro de la unidad  $U1_E$  se extiende aproximadamente en la latitud  $43,8^\circ\text{N}$  en dirección E-O a ENE-OSO, el eje del depocentro de la unidad  $U1_D$  se encuentra desplazado hacia el norte, próximo a la latitud  $43,9^\circ\text{N}$ , y presenta una orientación NE-SO y la unidad  $U1_C$  presenta una orientación E-O, coincidiendo con la latitud  $44^\circ\text{N}$  (Fig. 6.30.A). Esta migración de los ejes de los depocentros de estas unidades hacia el norte pone de manifiesto que la deformación de la antiforma que constituye el Banco de Galicia continua en la actualidad dando lugar a una progresiva rotación del flanco septentrional y a una migración de las zonas de mayor subsidencia hacia el norte (Fig. 6.30.B). Con la información disponible parece que la progresión de la deformación se va atenuando hasta aproximadamente el final del depósito de la unidad  $U1_C$ , es decir, hace 135 ka (Pleistoceno medio-superior).

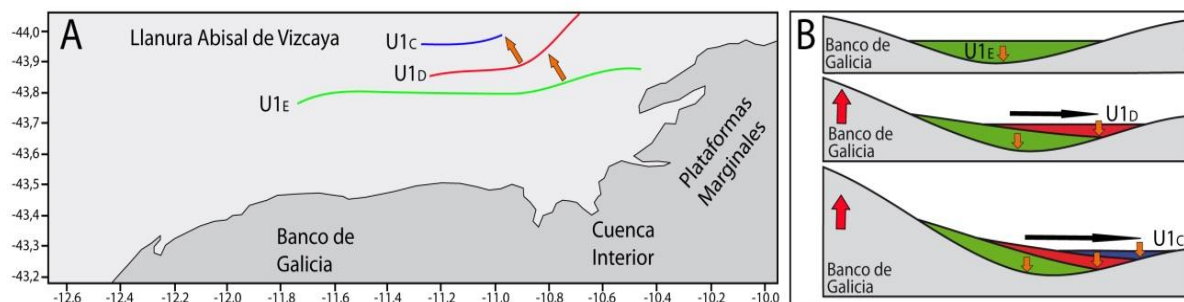


Figura 6.30. A) Localización de los ejes de los depocentros de las unidades  $U1_E$  (900-960 a 430 ka),  $U1_D$  (430 a 360 Ka) y  $U1_C$  (360 a 135 ka) definidas en la Llanura Abisal de Vizcaya. Se observa la migración hacia el norte de los ejes de los depocentros desde la unidad  $U1_E$  hasta la  $U1_C$ . B) Esquema de la interrelación entre sedimentación de las unidades  $U1_E$ ,  $U1_D$  y  $U1_C$  y el plegamiento y levantamiento del Banco de Galicia. Se muestra la posición de los depocentros de cada unidad.

Del mismo modo, desde el punto de vista morfológico también se evidencia que la progresión de la deformación del margen continental produce el basculamiento de la Llanura Abisal de Vizcaya con un aumento de la pendiente hacia el norte y noroeste de aproximadamente  $2,5^\circ$  de media, produciendo la migración en ese sentido de los canales medio oceánicos descritos en esta zona (ver Figs. 6.26 y 6.31). El primer canal en desarrollarse sería el de Ortegal, seguido de los canales de Vizcaya y Hespérides, y el último el Canal de Charcot. Los canales de Vizcaya, Hespérides y Charcot son todavía activos, mientras que el Canal de Ortegal ya ha cesado su actividad. El intervalo de tiempo de migración de los canales coincide, aproximadamente, con



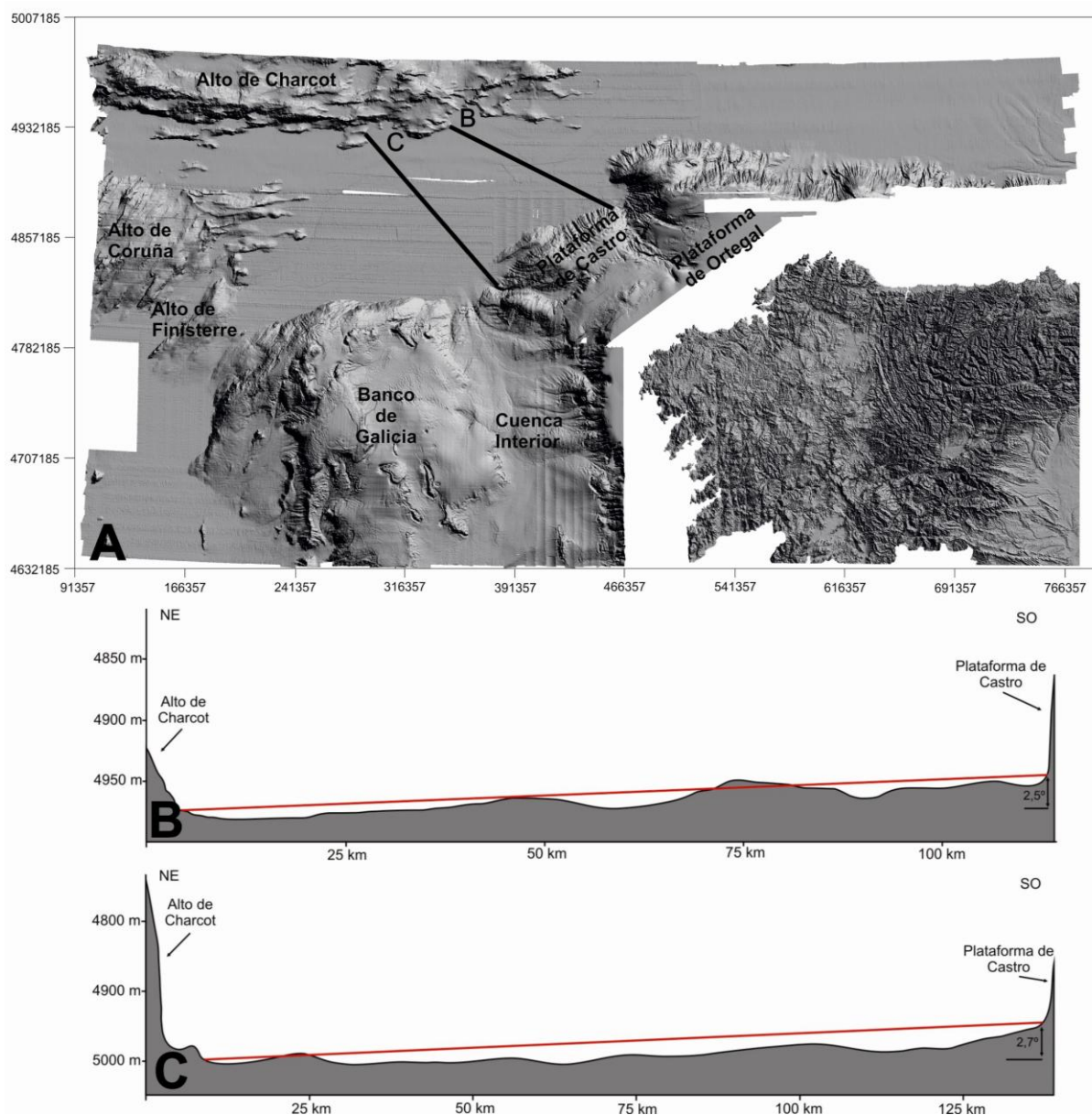


Figura 6.31. A) MDT del Margen de Galicia y Margen Cantábrico en la zona de estudio. B) y C) Perfiles topográficos en dirección NO-SE cortando la Llanura Abisal de Vizcaya desde el Margen Continental de Galicia hasta el Alto de Charcot donde se aprecia el aumento de gradiente de la pendiente hacia el norte y noroeste. La localización se ha señalado en el mapa superior con líneas de color negro.

el estimado a partir del análisis de las variaciones de la posición de los ejes de los depocentros de las unidades sedimentarias  $U1_E$ ,  $U1_D$  y  $U1_C$  establecidas en la Llanura Abisal de Vizcaya, al norte y oeste del Banco de Galicia y las plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro, respectivamente.

En la zona de las plataformas marginales también ha sido posible realizar un estudio detallado de las unidades sedimentarias más recientes, habiéndose observado que los ejes de los depocentros presentan unas orientaciones muy claras y estrechamente relacionadas con las directrices estructurales de este sector. La unidad  $U4$  (Mioceno) presenta en el sector occidental



dos ejes de depocentros de dirección NE-SO localizados en las plataformas de Pardo Bazán y Castro, mientras que en el sector más oriental se observan tres ejes de depocentros de orientación E-O a NE-SO, dos de ellos en la Plataforma de Ortegal y el otro en la Plataforma de Pardo Bazán (Figs. 4.6 y 6.32). La unidad U3 (Plioceno) también presenta en el sector oriental de las plataformas marginales de Ortegal y Pardo Bazán tres ejes de depocentros de orientación NE-SO (Fig. 4.10 y 6.32).

La unidad U2 (Pleistoceno inferior), muestra en el sector occidental un eje de depocentro de dirección NE-SO en la Plataforma de Castro y en el sector oriental otro eje de depocentro de dirección NE-SO en la Plataforma de Ortegal (Fig. 4.16 y 6.32). Por último, la unidad U1 (Pleistoceno medio-Holoceno) presenta en la Plataforma de Castro un eje de depocentro de dirección NE-SO. Todas estas zonas de máxima subsidencia se pueden relacionar con la actividad de fallas normales reactivadas debido al levantamiento del margen continental en relación al acortamiento NO-SE (Fig. 6.24), tal y como ha sido descrito anteriormente en el sector del Banco de Galicia.

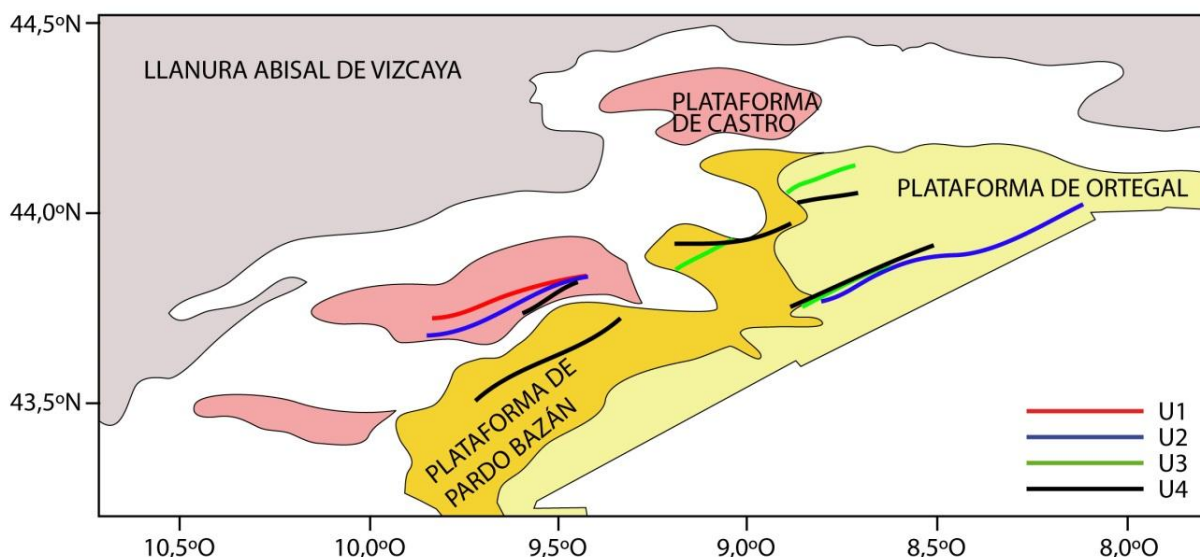


Figura 6.32. Localización de los ejes de los depocentros de las unidades U4 (Mioceno), U3 (Plioceno) U2 (Pleistoceno inferior) en la zona de las plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro. Se observa como todos ellos tienen una dirección NE-SO paralela a la directriz estructural del área.

---

## *Capítulo 7. Conclusiones y consideraciones finales*



## 7. Conclusiones y consideraciones finales

En esta Tesis Doctoral se ha llevado a cabo el estudio de las características morfológicas, sedimentarias y estructurales del margen continental y llanuras abisales del norte de Iberia, así como su evolución en épocas recientes. Se exponen a continuación, de modo pormenorizado y finalmente en forma sintética, las principales conclusiones alcanzadas en el estudio realizado.

### 7.1. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DEL TALUD CONTINENTAL Y LLANURAS ABISALES

#### 7.1.1. Talud continental

Se han identificado y caracterizado los siguientes rasgos morfológicos de carácter tectónico, deposicional y erosivo presentes en el talud continental:

- Los principales rasgos morfológicos relacionados con procesos tectónicos son:
  - Tres plataformas marginales, que se localizan en el sector occidental del Margen Continental de Galicia, denominadas, Plataforma de Ortegal (200-900 m), Plataforma de Pardo Bazán (900-2000 m) y Plataforma de Castro (2000-2400 m);
  - Altos estructurales al norte del Banco de Galicia, denominados Alto de Ordoño y Alto de Fernando, con desniveles de 500 m, pendientes medias de 20° y limitados por escarpes de orientación NO-SE y NE-SO;
  - Escarpes, limitando las plataformas marginales, con pendientes medias en torno a 20° y de dirección NE-SO y NNE-SSO; y
  - Estructuras relacionadas con la migración de fluidos, principalmente *pockmarks*, localizados a lo largo del límite norte de la Plataforma de Ortegal. Se distribuyen según dos direcciones: NE-SO y NNO-SSE a N-S, tanto en superficie como fosilizados por los depósitos recientes, con formas regulares, irregulares, asimétricos y compuestos.
- Los principales rasgos morfológicos relacionados con procesos deposicionales son:
  - Depósitos contorníticos del tipo *drift* adosado, *drift* monticular elongado y separado y *drift* mixtos, que se localizan en diferentes zonas a lo largo del sector occidental del margen continental, a profundidades que varían desde los 500 m hasta 4500 m;



- Dorsales contorníticas y ondas sedimentarias localizadas en el sector de las plataformas marginales; y
  - Depósitos por movimientos en masa localizados en el flanco septentrional del Banco de Galicia y en el sector proximal de la Plataforma de Pardo Bazán, asociados a escarpes, con una extensión de 900 km<sup>2</sup> y 300 km<sup>2</sup>, respectivamente; en las zonas distales de los cañones de El Ferrol y A Coruña y de la Cuenca Interior, que cubren una superficie que varía entre 200 y 400 km<sup>2</sup>. También se han identificado depósitos de deslizamiento y reptación en el extremo septentrional de las cabeceras de los cañones de El Ferrol y A Coruña, que ocupan una extensión máxima de 70 km<sup>2</sup>.
- Los rasgos de origen erosivo están representados por:
- Cañones submarinos localizados a lo largo de todo el margen, siendo los más importantes, de oeste a este, Lage, A Coruña, El Ferrol, San Jorge y Frouseira;
  - *Gullies*, identificados principalmente en el sector de las plataformas marginales a profundidades por encima de los 2000 m; y
  - Fosas contorníticas localizadas en las plataformas marginales y al sur del Alto de Fernando.

### 7.1.2. Llanuras abisales

Se han identificado y caracterizado los siguientes rasgos morfológicos de carácter tectónico, deposicional y erosivo presentes en las llanuras abisales:

- Los principales rasgos morfológicos relacionados con los procesos tectónicos son los altos estructurales, que se localizan en los sectores norte y oeste de la Llanura Abisal de Vizcaya y que se han denominado Alto de Charcot, Alto de A Coruña y Alto de Finisterre.
- Los principales rasgos morfológicos relacionados con los procesos deposicionales son:
- Abanicos submarinos, localizados en la parte distal de los cañones submarinos y en el sector oriental;
  - Depósitos contorníticos del tipo *drift* monticular elongado y separado en el sector occidental de la Llanura Abisal de Vizcaya;
  - Diques, identificados a lo largo del sistema de canales medio-oceánicos que circulan por el sector occidental del margen; y
  - Depósitos por movimientos en masa localizados en los flancos de las crestas del Alto de Charcot así como sobre la Llanura Abisal de Vizcaya, con longitudes que varían entre 5 y 16 km y anchuras entre 3 y 12 km.
- Los rasgos de origen erosivo están representados por:
- Fosas contorníticas, asociadas a los depósitos contorníticos identificados en este sector del margen;
  - Canales medio-oceánicos, con identificación de tres sistemas de canales submarinos, que presentan una longitud total de unos 700 km y que se localizan a una profundidad aproximada de 5000 m. En el Sistema Turbidítico del Cantábrico se han diferenciado tres sistemas de canales denominados Septentrional, Meridional y de Ortegál. En el Sistema Turbidítico de Charcot se

- han distinguido cuatro sistemas de canales, denominados de Charcot, de Vizcaya, Hespérides y Distributarios. Por último se ha diferenciado un sistema del Canal Interllanura que pone en contacto la Llanura Abisal de Vizcaya con la Llanura Abisal de Iberia a través del Paso de Theta Gap.

## 7.2. ANÁLISIS DE LAS FACIES ACÚSTICAS Y DE LA REFLECTIVIDAD

- A partir de la respuesta acústica del fondo marino observada en los perfiles sísmicos de TOPAS, se ha establecido el ecocarácter, diferenciando cuatro tipos de ecos: bien definidos, irregulares, hiperbolados y ondulados.
- Dentro de cada uno de estos tipos se han diferenciado 21 subtipos: 14 subtipos del tipo de eco bien definido (denominados desde 1A a 1N), un subtipo del tipo de eco irregular (denominado 2A), tres subtipos del tipo de eco hiperbolado (denominados desde 3A a 3C), y tres subtipos del tipo de eco ondulado (denominado desde 4A a 4C).
- los datos de reflectividad procedentes de la sonda multihaz se han agrupado en cinco intervalos de valores: zonas de muy alta reflectividad (-6,6 a -21 dB), zonas de alta reflectividad (-21 a -25 dB), zonas de media reflectividad (-25 a -28 dB), zonas de baja reflectividad (-28 a -32 dB), y zonas de muy baja reflectividad (-32 a -48,2 dB).

## 7.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DEL MARGEN CONTINENTAL Y LLANURAS ABISALES

- Se han distinguido cinco unidades sísmicas que constituyen el relleno sedimentario de la zona de estudio y que han sido denominadas, de la más antigua a la más moderna, U5, U4, U3, U2 y U1 y que se apoyan sobre el basamento acústico.
- Estas unidades están separadas por cuatro discontinuidades sísmicas mayores (D4, D3, D2 y D1 de más antigua a más moderna).
- El análisis detallado de estas unidades ha permitido distinguir cinco subunidades de menor escala dentro de la unidad U1 que se han denominado, de la más antigua a la más moderna, U1<sub>E</sub>, U1<sub>D</sub>, U1<sub>C</sub>, U1<sub>B</sub> y U1<sub>A</sub> y que están limitadas por cuatro discontinuidades sísmicas, que de más antigua a más moderna se han denominado D<sub>d</sub>, D<sub>c</sub>, D<sub>b</sub> y D<sub>a</sub>.
- Se ha establecido una cronología para las unidades diferenciadas dentro del registro sedimentario: el techo de la unidad U5 coincidiría con el inicio del Oligoceno (23,3 Ma); la unidad U4 entre la base del Oligoceno (23,3 Ma) y el techo del Mioceno (5,3 Ma); la U3 entre el techo del Mioceno (5,3 Ma) y el Plioceno superior (3,2 Ma); la U2 entre Plioceno-Pleistoceno medio (900-960 ka); la U1 entre el Pleistoceno medio y el Holoceno. La discontinuidad que delimita la unidad U2 y U1 se correspondería con la discontinuidad MPR (0,9 ka).

## 7.4. ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS

- El análisis detallado del modelo digital de la batimetría del fondo ha permitido identificar unos 5800 lineamientos en la zona de estudio. La longitud de los lineamientos identificados supera los 44.000 km. Se observa una moda en torno a 5000 m, una longitud media de aproximadamente 7800 m y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes.
- Los lineamientos identificados a lo largo de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico presentan una dirección NE-SO dominante, y otros máximos relativos de dirección NO-SE, E-O y N-S.
- Los valores de densidad de lineamientos más elevados se localizan en el extremo norte del margen continental, en el extremo más oriental de la llanura abisal y en el Alto de Charcot. Además, otras zonas con altos valores de densidad de lineamientos se localizan en el sector del Banco de Galicia, en el sector de las plataformas marginales y en los altos de A Coruña y Finisterre.
- El análisis de las relaciones de corte indica que las morfoestructuras de orientación NO-SE fueron anteriores al desarrollo de las de dirección NE-SO. Simultáneamente al desarrollo de estas últimas morfoestructuras se desarrollan las de dirección E-O. Las morfoestructuras de dirección N-S se generarían posteriormente a todas las anteriores. Las morfoestructuras E-O rejuegan en las etapas finales de configuración del margen.

## 7.5. PROCESOS SEDIMENTARIOS Y TECTONICOS RECIENTES DEL SECTOR OCCIDENTAL NOR-IBÉRICO

### 7.5.1. Procesos sedimentarios en el talud continental

El margen continental al noroeste de la Península Ibérica se caracteriza por el predominio de los procesos sedimentarios transversales y longitudinales al margen que interactúan con el relieve del fondo marino fundamentalmente de origen tectónico.

- Los procesos sedimentarios longitudinales están controlados por la actividad de las corrientes de fondo que se componen de diferentes masas de agua que configuran la circulación en este sector.
  - La interacción de estas masas de agua con las plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro ha dado lugar al desarrollo de terrazas contorníticas cuya arquitectura sedimentaria se relaciona tanto con episodios erosivos como de depósito, relacionados con subidas y bajadas de la interfase entre las masas de agua durante los periodos glaciares e interglaciares desde el Plioceno superior a la actualidad.
  - En estas terrazas se han descrito varios sistemas deposicionales contorníticos que se localizan a profundidades comprendidas entre 400-500 y 700 m, entre 1000 y 1700 m y entre 2200 y 2700 m, bajo la influencia de la masas de Agua Central del Atlántico Noreste (*Eastern North Atlantic Central Water*, ENACW), Agua

Mediterránea (*Mediterranean Water*, MW), Agua del Labrador (*Labrador Sea Water*, LSW), Agua Noratlántica Profunda (*North Atlantic Deep Water*, NADW) y, por último, los depósitos localizados al pie del talud, a una profundidad de unos 4500 m, desarrollados durante el Pleistoceno bajo la influencia de la Masa de Agua Antártica Profunda (*Antarctic Bottom Water*, AABW).

- Procesos sedimentarios transversales están fundamentalmente ligados a flujos gravitacionales, con un alto carácter erosivo que favorecen el transporte sedimentario hacia las zonas profundas de forma canalizada a través de los cañones submarinos o de forma difusa por procesos de inestabilidad en el talud.

### 7.5.2. Procesos sedimentarios en las llanuras abisales

A parte de por depósitos hemipelágicos y de corrientes de fondo en la base del talud continental cantábrico, esta zona se caracteriza por el desarrollo de complejos sistemas de drenaje desde la Llanura Abisal de Vizcaya hacia la Llanura Abisal de Iberia, a través del Paso de Theta Gap, representados por canales medio-oceánicos.

- El Sistema Turbidítico del Cantábrico, continuación hacia el oeste del Sistema Turbidítico de Cap Ferret, es un sistema rico en fango y arena, con aporte múltiple en rampas. Los sedimentos que van a alimentar este sistema son transportados durante los periodos de bajada del nivel del mar a través de los numerosos cañones hasta la cuenca. La diferente morfología de los canales tiene un origen sedimentario, de manera que el orden en que se han depositado los lóbulos turbidíticos condiciona la localización y morfología de los siguientes canales que se desarrollan.
- El Sistema Turbidítico de Charcot se relaciona con el Sistema Turbidítico Armoricano, y constituye un sistema rico en fangos y arenas, con aporte múltiple en rampas. Las dimensiones y extensión de este sistema de canales están favorecidas por la pendiente regional del Golfo de Vizcaya que desciende hacia el suroeste, y por una rama de la Corriente Antártica Profunda, que circula a una profundidad por encima de los 4000 m, y que gira en sentido anticiclónico en el sector central del Golfo de Vizcaya, encajándose entre el margen continental y el Alto de Charcot.

### 7.5.3. Procesos tectónicos en el talud continental

- Procesos tectónicos pasivos relacionados con la interacción de elementos tectónicos no activos con los procesos oceanográficos y sedimentarios y que han dado lugar al desarrollo de depósitos contorníticos, como los asociados a los Altos de Ordoño y Fernando, al norte del Banco de Galicia y a las plataformas marginales situadas en el sector oriental de la zona de estudio, a depósitos relacionados con el transporte en masa debido a las elevadas pendientes del talud y al desarrollo de cañones submarinos por procesos de erosión diferencial.
- Procesos tectónicos activos localizados en la Plataforma Marginal de Ortegal en relación a la migración de fluidos a través de fallas activas bajo el campo de esfuerzos actual.



#### 7.5.4. Procesos tectónicos en las llanuras abisales

- Aquellos relacionados con la formación de Altos Estructurales ligados a la reactivación de anisotropías de la corteza oceánica durante la orogenia Alpina hasta la actualidad: Alto de Charcot, Alto de A Coruña y Alto de Finisterre.

### 7.6. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y TECTONICA DURANTE EL PLIOCENO Y CUATERNARIO

#### 7.6.1. Evolución de los procesos sedimentarios

Se ha establecido la evolución Plioceno-Cuaternaria de los procesos sedimentarios por corrientes de fondo y por procesos sedimentarios gravitacionales-

- El sistema deposicional contornítico de la zona de estudio comienza su desarrollo en el Plioceno inferior, un tiempo después de la apertura del Estrecho de Gibraltar. Se ha identificado la influencia de los cambios climáticos en las subidas y bajadas de las interfases entre las masas de agua ENACW/MOW y MOW/LSW, y su control en diferentes etapas de erosión/depósito en las terrazas contorníticas de Ortegal y Pardo Bazán desde el Plioceno hasta la actualidad. Durante los periodos glaciares la MOW es más densa y puede llegar a profundizarse hasta 600 m. Bajo estas condiciones la interfase superior pasa de interaccionar sobre el fondo de Ortegal al de Pardo Bazán, y la interfase inferior de Pardo Bazán a Castro. Especialmente relevante han sido estas condiciones glaciares durante la Revolución de Mitad del Pleistoceno (MPR-0,9 Ma), como queda reflejado en el cambio que se produce en la arquitectura estratigráfica de los depósitos contorníticos de la zona de estudio.
- El Sistema Turbidítico de Charcot comienza a desarrollarse a partir del Pleistoceno medio. Inicialmente, entorno a los 430 ka, estos canales procedentes del Sistema Turbidítico Armoricano aumentarían su actividad en los periodos más fríos y favorecidos por la pendiente regional de la zona. Al final del Pleistoceno medio tiene lugar la progradación de este sistema hacia el oeste y el desarrollo de algunos diques. Durante el Pleistoceno superior el Canal Hespérides aumenta su actividad mientras que cesa la de los Canales Distributarios. Todos estos sistemas de canales confluyen en el Paso del Theta Gap, que constituye la zona de transición entre las llanuras abisales de Iberia y Vizcaya, estableciéndose una continuidad de los procesos que ocurren en la Llanura Abisal de Vizcaya en la de Iberia durante cientos de kilómetros. En esta zona se produce un aumento en la intensidad de las corrientes probablemente debido a la formación de *overflows*.

#### 7.6.2. Evolución de los procesos tectónicos

- El Banco de Galicia presenta una morfología antiformal reflejo de la actividad tectónica cenozoica que continua hasta la actualidad. Dicha deformación reciente de este sector se refleja en la migración hacia el norte de los ejes de los depocentros de las unidades sedimentarias del Pleistoceno medio en relación a la progresiva rotación del flanco septentrional del Banco de Galicia. Esta deformación se va atenuando hasta

aproximadamente el final del depósito de la unidad U1<sub>C</sub>, es decir, hace 135 ka (Pleistoceno medio-superior).

- El levantamiento del Banco de Galicia también se pone en evidencia por el basculamiento de la Llanura Abisal de Vizcaya hacia el norte y noroeste produciendo la migración en ese sentido de los canales medio-oceánicos descritos en esta zona.
- Las plataformas marginales y el estudio de las unidades sedimentarias más recientes ponen de manifiesto que las orientaciones de los ejes de los depocentros están estrechamente relacionadas con las principales directrices estructurales de este sector del margen. Todas estas zonas de máxima subsidencia se pueden relacionar con la actividad de fallas normales reactivadas en relación al levantamiento del margen continental conectado con un acortamiento NO-SE.

## 7.7. SINTESIS DE LAS CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

Esta Tesis Doctoral supone un avance en el conocimiento de los procesos sedimentarios y tectónicos recientes del sector noroccidental del Margen Ibérico y de las llanuras abisales adyacentes, de donde existía muy poca información, ya que ésta se concentra fundamentalmente en la plataforma continental. La aportación realizada se puede sintetizar en estos cinco aspectos:

- Desde el punto de vista morfológico, el talud continental se caracteriza por la presencia de morfologías relacionadas con procesos tectónicos, como altos estructurales y escarpes, plataformas marginales y formas relacionadas con emisión de fluidos; morfologías deposicionales, que comprenden depósitos y dorsales contorníticas, ondas sedimentarias y depósitos en masa; y morfologías erosivas, como cañones, gullies y fosas contorníticas. En las llanuras abisales se han observado también morfologías de origen tectónico, como altos estructurales; de origen deposicional, como abanicos submarinos, diques, depresiones y depósitos contorníticos; y morfologías erosivas, como fosas contorníticas y canales medio-oceánicos.
- El análisis del ecocarácter ha permitido establecer la existencia de ecos bien definidos, irregulares, hiperbolados y ondulados, que a su vez se pueden subdividir en 21 subtipos. Del mismo modo, el análisis de los valores de reflectividad ha permitido agruparlos en cinco intervalos de muy alta, alta, media, baja y muy baja reflectividad.
- Del análisis de la estratigrafía sísmica se han distinguido cuatro discontinuidades sísmicas mayores que limitan cinco unidades sísmicas constituyendo el relleno sedimentario de la zona de estudio y que se apoyan sobre el basamento acústico. La edad de estas unidades se extiende desde el Eoceno hasta la actualidad. El análisis detallado de estas unidades sísmicas ha permitido distinguir cinco subunidades de menor escala dentro de la unidad más moderna y de edad Pleistoceno medio-Holoceno.

- Los lineamientos obtenidos a partir del análisis de MDTs de los márgenes continentales de Galicia y Cantábrico y de las llanuras abisales adyacentes presentan una dirección NE-SO dominante, y tres máximos relativos de dirección NO-SE, E-O y N-S. Los valores de densidad de lineamientos más elevados se localizan en el extremo norte del margen continental, en el extremo más oriental de la llanura abisal dentro de la zona de estudio y en el Alto de Charcot. Además, otras zonas con altos valores de densidad se localizan en el sector del Banco de Galicia, en las plataformas marginales y en los altos de A Coruña y Finisterre.
- El análisis conjunto de los resultados obtenidos pone de manifiesto la estrecha relación entre los procesos sedimentarios y erosivos actuales con la estructura tectónica existente y los procesos oceanográficos actuantes. La estructura tectónica, heredada de las etapas de deformación tardi-varisca, las cuales han rejugado durante la apertura del Atlántico Norte y la compresión alpina, no sólo ha tenido un comportamiento pasivo, actuando como obstáculo de los flujos transversales y longitudinales que condicionan la arquitectura sedimentaria de los márgenes continentales y cuencas oceánicas del sector noroccidental de Iberia, sino que su reactivación, bajo el campo de esfuerzos actual, ha controlado la migración de los depocentros de las secuencias sedimentarias recientes y la localización y evolución de los procesos erosivos más significativos.

Como consideración final hay que resaltar que aunque se haya realizado un estudio de la génesis y distribución de los diferentes procesos sedimentarios y tectónicos que intervienen en la configuración de los márgenes continentales y llanuras abisales Nor-Ibéricas, así como un modelo secuencial y de evolución durante el Plioceno-Cuaternario, no dejan de ser una aproximación que debería confirmarse a partir del análisis de muestras de sedimentos y dataciones. Además, para el establecimiento de las geometrías y arquitectura de las unidades sedimentarias con mayor precisión, es necesaria una mayor densidad de perfiles sísmicos de muy alta resolución en las llanuras abisales y de media-alta resolución en el talud continental.

---

## *Capítulo 8. Referencias*





## 8. Referencias

- Agrinier, P., Mevel, C. y Girardeau, J. (1988). Hydrothermal alteration of the peridotites cored at the oceancontinent boundary of the Iberian margin (Hole 637, ODP, Leg 103). In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A. *et al.* (eds), *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 225-234.
- Aguirrezabala, L.M., Dorronsoro, C. y Mermayer, A. (2008). Geochemical correlation of pyrobitumen fills with host mid-Cretaceous Black Flysch Group (Basque-Cantabrian Basin, western Pyrenees). *Organic Geochemistry*, 39(8), 1185-1188.
- Alejo, I., Nombela, M.A., Ercilla, G., Brackenridge, R.E., Francés, G., Pérez-Arlucea, M., Mena, A., Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V. y Medialdea, T. (2012). Caracterización de los sedimentos superficiales en tres sistemas deposicionales contorníticos (Golfo de Cádiz, Cabo Ortegal y El Cachucho): implicaciones conceptuales. Resúmenes extendidos del VIII, Congreso Geológico de España. *Geo-Temas* 13, 1781-1784.
- Alfaro, P., López-Martínez, J., maestro, A., Galindo-Zaldívar, J., Durán-Valsero, J.J. y Cuchi, J.A. (2010). Recent tectonic and morphostructural evolution of Byers Peninsula (Antarctica): insight into the development of the South Shetland Islands and Bransfield Basin. *Journal of Iberian Geology*, 36(1), 21-38.
- Alonso, B. y Ercilla, G. (2000). *Valles Submarinos y Sistemas Turbidíticos Modernos*. CSIC, Barcelona, 292 pp.
- Alonso, B., Canals, M., Got, H. y Maldonado, A. (1991). Seavalleys and related depositional systems in the Catalan Sea (northwestern Mediterranean Sea). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75(7), 1195-1214.
- Alonso, B., Canals, M., Palanques, A. y Rehault, J.P. (1995). A deep-sea channel in the Northwestern Mediterranean Sea: morphology and seismic structure of the Valencia Channel and its surroundings. *Marine Geophysical Researches*, 17(5), 469-484.
- Alonso, B., Ercilla, G., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M., García, M., Rey, D. y Rubio, B. (2008). Late Pleistocene and Holocene sedimentary facies on the SW Galicia Bank (Atlantic NW Iberian Peninsula). *Marine Geology*, 249, 46-63.
- Alonso, B., Ercilla, G., García, M., Vázquez, J.T., Juan, C., Casas, D., Estrada, F., D'Acremont, E., Gorini, Ch., El Moumni, B. y Farrán, M. (2014). Quaternary Mass-Transport Deposits on the North-Eastern Alboran Seamounts (SW Mediterranean Sea). In: Krastel, S., Behrmann, J.H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, Ch., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, 37, 561-570.
- Alonso, J., Pulgar, J., García-Ramos, J. y Barba, P. (1996). W5 Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (eds), *Tertiary Basin of Spain*. Cambridge University Press. Cambridge, 214-227.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Dañobetia, J.J., Pulgar, J.A., Martínez Catalán, J.R., Marcos, A., Bastida, F., Ayarza Arribas, P., Aller, J., Gallart, A., González-Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M. y Córdoba, D. (1996). Seismic structure of the northern

- continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264, 153-174.
- Álvarez-Marrón, J., Rubio, E. y Torné, M. (1997). Subduction related structures of North Iberian Margin. *Journal of Geophysical Research*, 102 (10), 22.245-22.511.
- Álvarez-Marrón, J., Niedermann, S., Hetzel, R., Menéndez, R. y Marquinez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334.
- Alves, T.M., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W. y Monteiro, J.H. (2003). Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western Iberian margin. *Marine Geology*, 195, 75-108.
- Ambar, I. y Howe, M.R. (1979). Observations of the Mediterranean Outflow. Deep Circulation in the Vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research*, 26(5), 535-554.
- Anderson, A.L. y Hampton, L.D. (1974). In situ measurements of sediment acoustic properties during coring. In: *Deep-Sea sediments, physical and mechanical properties*, tomo2, Plenum Press, New York and London, 497 pp.
- Anderweg, B. (2002). *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: Effects and causes of changing stress fields*. Academisch Proefschrift, Vrije Universiteit Amsterdam, 178 pp.
- Andrews, J.E. (1970). Structure and sedimentary development of the outer channel of the Great Bahama Canyon. *Geological Society of America Bulletin*, 81(1), 217-226.
- Argnani, A., Armigliato, A., Pagnoni, G., Zaniboni, F., Tinti, S. y Bonazzi, C. (2012). Active tectonics along the submarine slope of south-eastern Sicily and the source of the 11 January 1693 earthquake and tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 1311-1319.
- Arlegui, L.E. y Soriano, M.A. (1996). Lineamientos y su influencia en los modelados del centro de la Cuenca del Ebro. IV Reunión Nacional de Geomorfología. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, O Castro (Coruna), 11-21.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1994). Un sistema regional de fracturas NW- SE en el centro de la Cuenca del Ebro. In: *Congreso del Grupo Español del Terciario*, Jaca, 39-43.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1975). Les décrochements tardihercyniens du sudouest de l'Europe. Géometrie et essay de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthur, M.A. (1979). North Atlantic Cretaceous black shales: the record at Site 398 and a brief comparison with other occurrences. In: Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al. (eds.), *Initial Reports of the DSDP*, 47, 2. U.S. Govt. Printing Office, Washington, pp. 719-751.
- Auffret, G.A. (1983). *Dynamique sédimentaire de la marge continentale celtique, évolution cénozoïque, spécificité du Pleistocène supérieur et de l'Holocène*. Thèse Doctorat Sciences, Université de Bordeaux I, 385 pp.
- Auffret, G., Zaragosi, S., Voisset, M., Droz, L., Loubrieu, B., Pelleau, P., Savoye, B., Bourillet, J.F., Baltzer, A., Bourquin, S., Dennielou, B., Coutelle, A., Weber, N. y Floch, G. (2000). Premières observations sur la morphologie et les processus sédimentaires récents de l'Éventail celtique. *Oceanologica Acta*, 23(1), 109-116.

- Auffret, G., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F. y Siegert, M. (2002). Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. *Marine Geology*, 188(1-2), 79-108.
- Bahrroudi, A. y Talbot, C.J. (2003). The configuration of the basement beneath the Zagro. Basin. *Journal of Petroleum Geology*, 26(3), 257-282.
- Baraza, J. y Ercilla, G. (1996). Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 13(2), 253-261.
- Baraza, J., Homa, J.L., Kayen, R. y Hampton, M.A. (1990). Geotechnical characteristics and slope stability on the Ebro margin, western Mediterranean. *Marine Geology*, 95(3-4), 379-393.
- Baraza, J., Ercilla, G. y Lee, H. (1992). Geotechnical properties and preliminary assessment of sediment stability on the continental-slope of the northwestern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12(2-3), 150-156.
- Baraza, J., Ercilla, G., Farrán, M., Casamor, J. L., Sorribas, J., Flores, J. A. y Wersteeg, W. (1997). The Equatorial Atlantic Mid-Ocean Channel: An Ultra High-Resolution Image of Its Burial History Based on TOPAS Profiles. *Marine Geophysical Researches*, 19(2), 15-135.
- Baraza, J., Ercilla, G., Alonso, B. y Farrán, M. (1998). The Orinoco-Vidal connection: Interaction between a turbidite system and a deep-sea channel (Western Atlantic). *15<sup>th</sup> International Sedimentological Congress*. Alicante (Spain). Abstracts book, pp. 171-172.
- Baraza, J., Ercilla, G., Chiocci, F., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M. y Pérez-Belzuz, F. (2000). El Canal medio-oceánico de Vidal (Atlántico O Ecuatorial): características morfo-sísmicas. In: *Valles Submarinos y Sistemas Turbidíticos Modernos*, CSIC, Madrid, pp. 251-270.
- Barthelemy, M. y Pockalny, R. (2002). Regional analysis of backscatter data from the Southwest Pacific. Graduate School of Oceanography, 1-6 GSO Technical Report no. 2003-1, 1-6.
- Belderson, R.H. y Kenyon, N.H. (1976). Long-range sonar views of submarine canyons. *Marine Geology*, 22, M69-M74.
- Bellaiche, G., Zitter, T., Droz, L., Gaullier, V., Mart, Y. y Mascle, J. (1999). Le cône sous-marin profond du Nil: Principaux résultats de la campagne Prismed II du NO L'Atalante. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA, Earth and Planetary Science*, 329(10), 727-733.
- Bellaiche, O., Orsolini, P., Petit-perrin, B., Berthon, J.L., Ravenne, C., Coutellier, V., Droz, L., Aloisi, J.C., Got, H., Mear, Y., Monaco, A., Auzende, J.M., Beuzart, P. y Monti, S. (1983). Morphologie au Sea-Beam de l'Oventail sous-marin profond du RhOne et de son canyon aff Orent. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 296, 79-583.
- Bellec, V. (2003). *Evolution Morphostructurale et Morphosedimentaire de la Plate-fome Aquitaine depuis le Neogene*. Ph.D. Thesis, Univ. Bordeaux I, 268 pp.
- Bellec, V., Cirac, P. y Faugères, J.C. (2009). Formation and evolution of paleo-valleys linked to a subsiding canyon, North Aquitaine shelf (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences II A*, 341, 36-48.

- Bender, V.B., Hanebuth, T.J., Mena, A., Baumann, K.H., Francés, G. y von Dobeneck, T. (2012). Control of sediment supply, palaeoceanography and morphology on late Quaternary sediment dynamics at the Galician continental slope. *Geo-Marine Letters*, 32(4), 313-335.
- Berthois, L., Brenot, R. y Ailloud, P. (1965). Essai d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie sud-est du Golfe de Gascogne. *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes*, 29(3), 231-342.
- Biscontin, G. y Pestana, J.M. (2006). Factors affecting seismic response of submarine slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6(1), 97-107.
- Black, M., Hill, M., Laughton, A.S. y Matthews, D.H. (1964). Three non-magnetic seamounts off the Iberian coast. *Quarterly Journal of Geological Society of London*, 120, 477-517.
- Blondel, P. (2003). Seabed classification at ocean margins. In: Wefer, G., Billet, D., Hebbeln, D., Jørgense, B.B., Schlüter, M., Weering, V. (eds.), *Ocean Margin System*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 125-141.
- Blondel, P. y Murton, B. J. (1997). *Handbook of seafloor sonar imagery*. Chichester, UK: Wiley. 314 pp.
- Boillot, G. (1984). Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. *Geological Magazine*, 121(5), 407-412.
- Boillot, G. (1986). Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*, 129, 243-255.
- Boillot, G. y Malod J. (1988). The north and north-west Spanish Continental Margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3/4, 295-316.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Lamboy, M., d'Ozouville, L. y Sibuet, J.C. (1971). Structure et histoire géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4 ° et 9° W). In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Debysier J., Le Pichon X., Montadert L. (eds.). *Publication de l'Institut Français du Pétrole*, Technip, Paris, V.6.1-V.6.52.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A. y Malod, J. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32, 53-70.
- Boillot, G., Dupeuble, P.A., Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M., Lepretre, J.P. y Musellec, P. (1974). Le Role des Décrochements "Tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la péninsule Ibérique. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, XVI(1), 75-86.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougnot, D., Megoil-Daniel, J., Kornprobst, J. y Torrent, G. (1980). Oceancontinent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west off the Galicia bank. *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 23-34.
- Boillot, G., Malod, J.A., Dupeuble, P.A. y Cybere Group (1987). Mesozoic evolution of Ortegal Spur, North Galicia margin: Comparison with adjacent margins. In: Boillot G. Winterer, E.L., Meyer, A.W. (eds.), *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, A, 107-119.
- Boillot, G., Girardeau, J. y Kornprobst, J. (1988). Rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In: Boillot, G., Winterer, E.L. et



- al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 741-756.
- Boillot, G., Beslier, M.O., Krawczyk, C.M., Rappin, D. y Reston, T.J. (1995). The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin, Spain. *Geological Society Special Publication*, 90, 71-91.
- Borgeld, J.C., Hughes Clarke, J.E., Goff, J.A., Mayer, L.A. y Curtis, J.A. (1999). Acoustic backscatter of the 1995 flood deposit on the Eel shelf. *Marine Geology*, 154, 197-210.
- Botas, J.A., Fernández, E., Bode, A. y Anadón, R. (1989). Water masses off central Cantabrian coast. *Scientia Marina*, 53, 755-761.
- Bouma, A.H. (1972). Recent and ancient turbidites and contourites. *Gulf Coast Association of Geological Societies*, 22, 205-221.
- Bouma, A.H. (1973). Contourites in Niessensflysch, Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 66, 315-323. Bouma,
- Bouma, A.H. y Hollister, C.D. (1973). Deep ocean basin sedimentation, in: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and deepwater sedimentation*. Anaheim, SEPM Pacific Section Short Course, Tulsa, Oklahoma, pp. 79-118.
- Bouma, A.H. y Stone, C.G. (eds.) (2000). Fine-Grained Turbidite Systems. *AAPG Memoir 72/SEPM Special Publication*, 68, 195-214.
- Bourillet, J.F., Reynaud, J.Y., Baltzer, A. y Zaragosi, S. (2003). The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 261-282.
- Bourillet, J.-F., Zaragosi, S. y Mulder, T. (2006). The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Marine Letters*, 26, 311-315.
- Brackenridge, R.E., Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V. y Llave, E. (2013). A Pliocene mixed contourite-turbidite system offshore the Algarve Margin, Gulf of Cadiz: Seismic response, margin evolution and reservoir implications. *Marine and Petroleum Geology*, 46, 36-50.
- Bryan, G.M. y Markl, R.G. (1966). *Microtopography of the Blake-Bahama region*. Tech. Rep., 8, CU-8-66-NObsr 850777, Lamont-Doherty Geol. Obs., Columbia Univ., Palisades, New York.
- Byrd, J.O.D., Smith, R.B. y Geissman, J.W. (1994). The Teton fault, Wyoming: neotectonics, and mechanisms of deformation. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B10), 20095-20122.
- Cacchione, D.A., Pratson, L.F. y Ogston, A.S. (2002). The shaping of continental slopes by internal tides. *Science*, 296(5568), 724-727.
- Calvo, J.P., Daams, R., Morales, J. y López-Martínez, J. (1993). Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 6, 3-4, 29-40.
- Camerlenghi, A., Crise, A., Pudsey, C.J., Accerboni, E., Laterza, R. y Rebesco, M. (1997). Ten-month observation of the bottom current regime across a sediment drift of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 9, 426-433.
- Camerlenghi, A., Accettella, D., Costa, S., Lastras, G., Acosta, J., Canals, M. y Wardell, N. (2009). Morphogenesis of the SW Balearic continental slope and adjacent abyssal plain, Western Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 735-750.

- Caralp, M. (1968). Variations climatiques pleistocènes dans le Golfe de Gascogne d'après les foraminifères planctoniques. *Bulletin de l'Institut de géologie du bassin d'Aquitaine*, 5, 87-110.
- Caralp, M. (1985). Quaternary calcareous benthic foraminifers, leg 80. In: Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. In: Graciansky, P.C., Poag, C.W., Cunningham, R., Loubere, P., Masson, D.G., Mazzullo, J.M., Montadert, L., Müller, C., Otsuka, K., Reynolds, L.A., Sigal, J., Snyder, S.W., Vaos, S.P., Waples, D. (eds.), *Initial Reports of the DSDP*, 80, 725-755.
- Caralp, M., Dumon, J.C., Frappa, M., Klingebiel, A., Latouche, C., Martin, G., Moyes, J., Muraur, P., Prud'Home, R. y Vigneaux, M. (1971). Contribution à la connaissance géophysique et géologique du Golfe de Gascogne. Bilan des travaux effectués du 1<sup>er</sup> octobre 1969 au 30 juin 1971. *Bulletin de l'Institut de géologie du bassin d'Aquitaine*, Spec. Num., 17, 142 pp.
- Carson, B., Baker, E.T., Hickey, B.M., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., Thorbjarnarson, K.W. y Snyder, G.W. (1986). Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon - a summary. *Marine Geology*, 71, 1-13.
- Carter, L. y McCave, I.N. (1994). Development of sediment drifts approaching an active plate margin under the SW Pacific Deep Western Boundary Current. *Paleoceanography*, 9(6), 1061-1085.
- Carter, L., Carter, R.M., McCave, I.N. y Gamble, J. (1996). Regional sediment recycling in the abyssal Southwest Pacific Ocean. *Geology*, 24, 735-738.
- Carter, R.M. (1988). The nature and evolution of deep-sea channel systems. *Basin Research*, 1, 41-54.
- Casas, D. (2005). *Inestabilidades submarinas: Caracterización sedimentaria y factores de control*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 259 pp.
- Casas, D., Ercilla, G. y Baraza, J. (2003a). Acoustic evidences of gas in the continental slope sediments of Gulf of Cadiz (E Atlantic). *Geo-Marine Letters*, 23, 300-310.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B. y Maldonado A. (2003b). Recent Mass Movement Processes on the Ebro Continental Slope (NW Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 20, 445-457.
- Casas, D., Casalbore, D., Yenes, M. y Urgeles, R. (2015). Submarine mass movements around Iberia. Building continental margins through hazardous processes. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J., (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico, Boletín Geológico y Minero*, Volumen Especial, pp. 257-278.
- Ceramicola, S., Rebesco, M., De Batist, M. y Khlystov, O. (2001). Seismic evidence of small-scale lacustrine drifts in Lake Baikal (Russia). *Marine Geophysical Research*, 22, 445-464.
- Chenet, P., Montadert, L., Gairaud, H. y Roberts, D. (1982). Extension ratio measurements on the Galicia, Portugal, and Northern Biscay continental margins: implications for evolutionary models of passive continental margins. In: Studies in continental margin Geology. Watkins, J.S., Drake, C.L. (eds.), *American Association of Petroleum Geologists*, 34, 703-715.
- Cherkis, N., Fleming, H. y Feden, R. (1973). Morphology and structure of Maury Channel, Northeast Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1601-1606.

- Cholet, J.B., Damotte, B., Grau, G., Debyser, Y. y Montadert, L. (1968). Recherches préliminaires sur la structure géologique de la marge continentale du Golfe de Gascogne: commentaires sur quelques profils de sismique réflexion flexotir. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 23, 1029-1045.
- Chough, S. y Hesse, R. (1976). Submarine meandering thalweg and turbidity currents flowing for 4000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea. *Geology*, 20, 633-636.
- Chough, S.K. y Hesse, R. (1980). The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: III Head Spill vs. Body spill deposits from Turbidity Currents on Natural Levees. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 227-234.
- Chough, S.K., Kim, J.W., Lee, S.H., Shinn, Y.J., Jin, J.H., Suh, M.C. y Lee, J.S. (2002). High-resolution acoustic characteristic of epicontinental sea deposits, central-eastern Yellow Sea. *Marine Geology*, 188, 317-331.
- Cirac, P., Bourillet, J.F., Griboulard, R., Normand, A., Mulder, T. y L'équipe Itsas (2001). Le canyon de Capbreton: Nouvelles approches morphostructurales et tectoniques. Résultats de la campagne Itsas. *Earth and Planetary Science Letters*, 332, 447-455.
- Clifton, H., Greene, H., Moore, G. y Phillips, R. (1971). Methane seep off Malibu Point following San Fernando earthquake. *Geological Survey Professional Papers (United States)*, 733, 112-116.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., De Vicente, G. y Vegas, R. (2002). Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21(5), 1041-1067.
- Colas, F. (2003). *Circulation et dispersion lagrangiennes en Atlantique Nord-Est*. Ph.D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 266 pp.
- Collet, B., Taud, H., Parrot, J.F., Bonavia, F. y Chorowicz, J. (2000). A new kinematic approach for the Danakil block using a Digital Elevation Model representation. *Tectonophysics*, 316, 343-357.
- Collier, J.S. y Brown, C.J. (2005). Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. *Marine Geology*, 214(4), 431-449.
- Comas, M.C., Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, D., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna, E., Moullade, H., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J. y Williamson, M.W. (1986). El Margen Atlántico Ibérico al W de Galicia. Evolución en régimen extensional y sedimentación. (Resultados preliminares del Leg. 103, ocean Drilling Program). *Estudios Geológicos*, 42, 137-142.
- Comas, M., Jansa, L.F. y Sarti, M. (1988). The Late Jurassic carbonate platform of the Atlantic Western Iberian Margin. *Congreso de Geología de Granada, II, Libro de Simposios*, 333-342.
- Cortés, A., Maestro, A. y Soriano, M.A. (1998). Determinación de patrones de fracturación, en el Neógeno del NE de la Cuenca del Duero a partir de una imagen de satélite. *Geogaceta*, 24, 91-94.

- Cortés, A.L., Soriano, A.M., Maestro, A. y Casas, A.M. (2003). The role of tectonic inheritance in the development of recent fracture systems, Duero Basin, Spain. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 4325-4345.
- Crémer, M. (1981). Distribution des turbidites sur l'éventail subaquatique du Canyon du Cap-Ferret. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 30, 51-69.
- Crémer, M. (1982). Sedimentation quaternaire de l'éventail subaquatique du Cap Ferret. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, Spec. Num., 31, 73-88.
- Crémer, M. (1983). *Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond dy Cap Ferret (Golfe de Gascogne), la Série des Gres d'Annot (Alpes de Haute Provence)*. Ph.D. Thesis, Univ. Bordeaux: 344 pp.
- Crémer, M., Weber, O. y Jouanneau, J.M., (1999). Sedimentology of box cores from the Cap Ferret Canyon area (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research*, II, 36, 1979-2001.
- Cross, T.A. y Lessenger, M.A. (1988). Seismic stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 16, 319-354.
- Damuth, J.E. (1973). *The western Equatorial Atlantic: Morphology, Quaternary sediments and climatic cycles*. Columbia University. Ph.D. Thesis, 602 pp.
- Damuth, J.E. (1975). Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, 18, 17-45.
- Damuth, J.E. (1978). Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Marine Geology*, 28, 1-36.
- Damuth, J.E. (1979). Migrating sediment waves created by turbidity currents in the northern South China Basin. *Geology*, 7, 520-523.
- Damuth, J.E. (1980). Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echo-grams in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, 38, 51-75.
- Damuth, J.E. (1994). Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 11(3), 320-346.
- Damuth, J.E. y Hayes, D.E. (1977). Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, 24, 73-95.
- Damuth, J.E. y Kumar, N. (1975). Amazon Cone: morphology, sediments, age and growth pattern. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 873-878.
- Damuth, J.E. y Olson, H.C. (2001). Neogene-Quaternary contourite and related deposition on the West Shetland Slope and Faeroe-Shetland Channel revealed by high-resolution seismic studies. *Marine Geophysical Researches*, 22, 369-399.
- Damuth, J.E., Kolla, V., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Monteiro, M.C., Gorini, M.A., Palma, J.J.C. y Belderson, R.H. (1983). Distributary channel meandering and bifurcation patterns on Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). *Geology*, 11, 94-98.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H. y Gorini, M.A. (1988). Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 72, 885-911.
- Dartnell, P. y Gardner, J.V. (2004). Predicting seafloor facies from multibeam bathymetry and backscatter data. *Photogramm. Engineering and Remote Sensing*, 70(9), 1081-1091.

- Davies, T.A. y Laughton, A.S. (1972). Sedimentary Processes in the North Atlantic. In: Laughton, A.S., Berggren, W.A. (eds.), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 12. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 905-934.
- Davis, A. (1992). Shallow gas: on overview. *Continental Shelf Research*, 12, 1077-1079.
- Davis, A., Haynes, R., Bennell, J. y Huws, D. (2002). Surficial seabed sediment properties derived from seismic profiler responses. *Marine Geology*, 182, 209-223.
- Davis, K.S., Slowey, N.C., Stender, I.H., Fiedler, H., Bryant, W.R. y Fechner, G. (1996). Acoustic backscatter and sediment textural properties of inner shelf sands, northeastern Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, 16(3), 273-278.
- De Charpal, O., Guennoc, P., Montadert, L. y Roberts, D.G., (1978). Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275(5682), 706-711.
- De Graciansky, P.C., Muller, C., Rehault, J.P. y Sigal, J. (1978). Reconstitution de l'évolution des milieux de sédimentation sur le marge continentale ibérique au Crétacé: le flanc sud du haut-fond de Vigo et le forage D.S.D.P.-I.P.O.D. 398 D. Problèmes concernant la surface de compensation des carbonates. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(XX) 4, 389-399.
- De Vicente, G. (2004). Capítulo 7: Estructura Alpina del antepaís Ibérico. In: Vera, J.A. (ed.), *Geología de España*, Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 587-634.
- De Vicente, G. y Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474, 124-143.
- Debyser, J., Le Pichon, X. y Montadert, L. (1971). Histoire structurale du golfe de Gascogne. In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. In : Debysier J., Le Pichon X. y Montadert L. (eds.). *Publication de l'Institut Français du Pétrole*, Technip, Paris, 22 (I y II).
- Decourt, J. Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S. y Sandulescu, M. (2000). Atlas Peri-Tethys. Paleogeographical Maps. *Commission de la Carte Géologique du Monde*, Paris.
- Derégnaucourt, D. y Boillot, G. (1982a). Nouvelle carte structurale du golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, II, 294, 219-222.
- Derégnaucourt, D. y Boillot, G. (1982b). Structure géologique du Golfe de Gascogne. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières de France*, 2, 1, 149-178.
- Díaz del Río, G., González, N. y Marcote, D. (1998). The intermediate Mediterranean water inflow along the northern slope of the Iberian Peninsula. *Oceanologica Acta*, 21(2), 157-163.
- Dickson, R. y McCave, I.N. (1986). Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank. *Deep-Sea Research part A: Oceanographic Research Papers*, 33, 791-818.
- Dickson, R.R., Gould, W.J., Muller, T.J. y Maillard, C. (1985). Estimates of the mean circulation in the deep (> 2000 m) layer of the eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 14, 103-127.
- Domzig, A., Gaullier, V., Giresse, P., Pauc, H., Déverchère, J. y Yelles, K. (2009). Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran-Tenes). Western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 673-694.



- Dondurur, D., y Çifçi, G. (2007). Acoustic structure and recent sediment transport processes on the continental slope of Yeşilırmak River fan, Eastern Black Sea. *Marine Geology*, 237, 37-53.
- Driscoll, N.W. y Laine, E.P. (1996). Abyssal current influence on the southwest Bermuda Rise and surrounding region. *Marine Geology*, 130, 231-263.
- Droz, L., Auffret, G., Savoye, B. y Bourillet, J.F. (1999). L'Eventail profond de la marge celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 173-180.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P. y Berné, S. (2001). Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology*, 176, 23-37.
- Droz, L., Marsset, T., Ondréas, H., López, M., Savoye, B. y Spy-Anderson, F.L. (2003). Architecture of an active mud-rich turbidite system: the Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): results from ZaïAngo 1 and 2 cruises. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 87, 1145-1168.
- Droz, L., dos Reis, A.T. y Rabineau, M. (2006). Quaternary turbidite systems on the northern margins of the Balearic Basin (Western Mediterranean): a synthesis. *Geo-Marine Letters*, 26, 347-359.
- Druet, M. (2004). *Análisis gravimétrico del margen occidental de Galicia*. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas, 39 pp.
- Drury, S.A. (1987). *Image Interpretation in Geology*. Allen and Unwin, London.
- Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S. M. y Mascle, J. (2009). Evolution of the Nile deep-sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. *Sedimentology*, 56(7), 2061-2090.
- Dugan, B. (2012). A review of overpressure, flow focusing, and slope failure. In: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequence*, Springer, Netherlands, pp. 267-276.
- Duggen, S., Hoernie, K., van den Bogaard, P., Rupke, L. y Phipps Morgan, J. (2003). Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422, 602-605.
- Dupleube, P.A., Rehault, J.P., Auxietre, J.L., Dunand, J.P. y Pastouret, L. (1976). Résultats de dragage et essai de stratigraphie des bancs de Galice et des montagnes de Porto et de Vigo (marge occidentale ibérique). *Marine Geology*, 22, M 37-M 49.
- Dupleube, P.A., Boillot, G. y Mougenot, D. (1987). Late Jurassic-earliest Cretaceous limestone dredged from the Galicia margin. In: Boillot G., Winterer E.L., Meyer A.W. et al. (eds.), *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 99-105.
- Dupré, S., Woodside, J., Foucher, J. P., De Lange, G., Mascle, J., Boetius, A., Mastalerz, V., Stadnitskaia, A., Ondréas, H., Huguen, C., Harmégnies, F., Gontharet, S., Loncke, L., Deville, E., Niemann, H., Omorigie, E., Olu-Le Roy, K., Fiala-Medioni, A., Dählmann, A., Caprais, J.C., Prinzhofer, A., Sibuet, M., Pierre, C. y Damsté, J. S. (2007). Seafloor geological studies above active gas chimneys off Egypt (Central Nile Deep Sea Fan). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54(7), 1146-1172.
- Embley, R.W. (1975). *Studies of deep-sea sedimentation processes using high frequency seismic data*. PhD Thesis Columbia Univ., New York.

- Embley, R.W. (1976). New evidence for occurrence of debris-flow deposits in the deep sea. *Geology*, 4, 371-374.
- Embley, R.W. y Jacobi, R.D. (1977). Distribution of large sediment slides and slumps on Atlantic continental margins. *Marine Geotechnology*, 2, 205-228.
- Embley, R.W. y Langseth, M.G. (1977). Sedimentation processes of continental rise of north-eastern South America. *Marine Geology*, 25, 279-297.
- Embley, R.W., Ewing, J.I. y Ewing, M. (1970). The Vidal deep-sea channel and its relationship to the Demerara and Barracuda abyssal plains. In: *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 17(3), 539-552.
- Ercilla, G., Farrán, M., Alonso, B. y Díaz, J.I. (1994). Pleistocene progradational growth pattern of the northern Catalonia continental-shelf (northwestern Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 14(4), 264-271.
- Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B. y Canals, M. (1998). Recent geological processes in the Central Bransfield Basin (Western Antarctic Peninsula). In: Stoker, M.S., Evans, D., Cramps, A. (eds.), *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. Geol. Soc., Spec. Publ., London, 129, 205-216.
- Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Chiocci, F.L., Baraza, J. y Farrán, M. (2002). The Magdalena Turbidite System (Caribbean Sea): present-day morphology and architecture model. *Marine Geology*, 185, 303-318.
- Ercilla, G., Alonso, G., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M., García, M., Gallart, J., Díaz, J., Ruiz, M., Somoza, L., Maestro, A., Medialdea, T., León, R., Llave, E., Gracia, E., Dañobeitia, J., García, M.A., Vizcaíno, M.A., Díez, S., Muñoz, J.A., Roca, E., Fernández, O., Carrera, N., Benjumea, B., Mencos, J., Vázquez, J.T., Sayago, M., Pérez, C., Córdoba, D., Octavio, M., Agudo, L.M., Vilas, F., García, S., Hernández-Molina, F.J., Rey, D., Rubio, B., Álvarez, R., Durán, R., Fernández, C.A., Ferrín, A. y Jacob Mohamed, K. (2004). Identificación de riesgos geoambientales y su valoración en la zona de hundimiento del buque Prestige. *Geotemas*, 6(5), 251-254.
- Ercilla, G., Córdoba, D., Gallart, J., Gracia, E., Munoz, J. A., Somoza, L., Vázquez, J.T. y Vilas, F. (2006). Geological characterization of the Prestige sinking area. *Marine Pollution Bulletin*, 53(5), 208-219.
- Ercilla, G., García-Gil, S., Estrada, F., Gràcia, E., Vizcaíno, A., Vázquez, T., Díaz, S., Vilas, F., Casas, D., Alonso, B., Dañobeitia, J. y Farrán, M. (2008a). High resolution seismic stratigraphy of the Galicia Bank Region and neighbouring abyssal plains (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249, 108-127.
- Ercilla, G., Casas, D., Estrada, F., Vázquez, T., Iglesias, J., García, M., Gómez, M., Acosta, J., Gallart, J., Maestro-González, A. y TeamM. (2008b). Morpho-sedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology*, 247(1/2), 61-83.
- Ercilla, G., Casas, D., Somoza, L., Vázquez, J.T., Iglesias, J., García-Gil, S., Medialdea, T., León, R., Estrada, F. y ERGAP Project y Cruise Teams. (2009). Cartografiando la dinámica sedimentaria de la región del Banco de Galicia. In: *Ext. Abstr. Vol. 6th Symp. Atlantic Iberian Margin (MIA 09)*, Nuevas Contribuciones al Margen Ibérico Atlántico, 1-5 December 2009, University of Oviedo, pp. 201-204.

- Ercilla, G., Casas, D., Iglesias, J., Vázquez, J.T., Somoza, L., León, R., Medialdea, T., Juan, C. y García, M. (2010). Contourites in the Galicia Bank region (NW Iberian Atlantic). *Geo-Temas*, 11, 33-34.
- Ercilla, G., Casas, D., Vázquez, J. T., Iglesias, J., Somoza, L., Juan, C., Medialdea, T., León, R., Estrada, F., García-Gil, S., Farrán, M., Bohoyo, F., García, M., Maestro, A. y ERGAP Project y team cruise. (2011). Imaging the recent sediment dynamics of the Galicia Bank region (Atlantic, NW Iberian Peninsula). *Marine Geophysical Research*, 32(1-2), 99-126.
- Ercilla, G., Alonso, B., Juan, C., Hernández-Molina, J., Estrada, F., Casas, D., Llave, E., Farran, M., García, M., Gorini, Ch., D'acremont, E., Medialdea, T., Vázquez, T., El Moumni, B., Contouriber y Montera teams (2013). The hitherto unknown parameters in the architecture model of the Alboran Sea turbiditic fans: The contouritic processes. AAPG European Regional Conference and Exhibition. *Exploring the Mediterranean: new concepts in an ancient seaway*, 8-10 April 2013, Barcelona, Spain.
- Eschard, R. (2001). Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 487-490.
- Estrada, F., Ercilla, G. y Alonso, B. (2005). Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): implications for sedimentary dynamics. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (5), 623-635.
- Estrada, F., Ercilla, G. y Alonso, B. (2008). Submarine channel avulsions: sinuosity peaks and faults. *Geotemas*, 10, 619-622.
- Evans, C.A. y Baltuck, M. (1988). Low temperature alteration of peridotite, hole 637A. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al. (eds.), *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 03, B, 235-239.
- Evans, C.A. y Girardeau, J. (1988). Galicia margin peridotites: undepleted abyssal peridotites from the north Atlantic. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al. (eds). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 195-207.
- Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J.D., Mojtabid, M., Bourillet, J.F., Hall, I.R., Penaud, A., Locascio, M. y Reijonen, A. (2007). Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: The hydrographic significance of British-Irish Ice Sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(6). doi: 10.1029/2006GC00.
- Fader, G.B.J. (1991). Gas related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 11, 1123-1153.
- Farrán, M. y Maldonado, A. (1990). The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. In: Nelson, C.H., Maldonado, A. (eds.), *Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*. *Marine Geology*, 95, 289-312.
- Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F. y Robb, J.M. (1983). Breaching the shelf break: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. In: Stanley, D.J., Moore, G.T. (eds). *The shelf break: critical interference on continental margins*, vol 33. *SEPM Special Publication*, USA, 25-39.

- Faugères, J.C. y Stow, D.A. (1993). Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 82(1), 287-297.
- Faugères, J.C. y Stow, D.A.V. (2008). Sediment drift drifts: nature, evolution and controls. In: Rebesco, M., Carmerlenghi, A. (eds.), *Sediment drifts, Developments in Sedimentology*, Elsevier, 60, 250-288.
- Faugères, J.C., Gonthier, E. y Stow, D.A.V. (1984). Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology*, 12, 296-300.
- Faugères, J.C., Frappa, M., Gonthier, E., De Resseguier, A. y Stow, D.A.V. (1985). Modelé et facies de type contourite a la surface d'une ride sédimentaire édifiée par des courants issus de la veine d'eau méditerranéenne (ride du Faro, Golfe de Cadix). *Bulletin de la Société géologique de France*, I(1), 35-47.
- Faugères, J.C., Mézerais, M.L. y Stow, D.A.V. (1993). Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean Basins. *Sedimentary Geology*, 82, 189-203.
- Faugères J.C., Imbert P., Mézerais M.L. y Crémer M. (1998). Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay): a comparison. *Marine Geology*, 115, 81-110.
- Faugères, J.C., Stow, D.A.V., Imbert, P. y Viana, A.R. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology*, 162, 1-38.
- Faugères, J.C., Gonthier, E., Mulder, T., Kenyon, N., Cirac, P., Griboulard, R., Berné, S. y Lesuavé, R. (2002). Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Marine Geology*, 182, 279-302.
- Féraud, G., Girardeau, J., Beslier, M.O. y Boillot, G. (1988). Datation  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 2, 307, 49-55.
- Ferentinis, G., Papatheodorou, G. y Collins, M.B. (1988). Sediment transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, 83(1), 43-61.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (2011). Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling. *Tectonics*, 30(1), 1-25.
- Fernández-Viejo, G., López-Fernández, C., Domínguez-Cuesta, M.J. y Cadenas, P. (2014). How much confidence can be conferred on tectonic maps of continental shelves?. The Cantabrian-Fault case. *Nature Scientific Reports*, 4, 3661.
- Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J.A., Ellouz, N. y MARCONI Team (2008). The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 714-730.
- Fildani, A. y Normark, W.R. (2004). Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan. *Marine Geology*, 206(1), 199-223.
- Fischer, D., Mogollón, J.M., Strasser, M., Pape, T., Bohrmann, G., Fekete, N., Spiess, V. y Kasten, S. (2013). Subduction zone earthquake as potential trigger of submarine hydrocarbon seepage. *Nature Geoscience*, 6, 647-651.

- Fleischer, P., Orsi, T.H., Richardson, M.D. y Anderson, A.L. (2001). Distribution of free gas in marine sediments: a global overview. *Geo-Marine Letters*, 21, 103-122.
- Flood, R.D. y Hollister, C.D. (1980). Submersible studies of deep-sea furrows and transverse ripples in cohesive sediments. *Marine Geology*, 36(1), M1-M9.
- Floodgate, G.D. y Judd, A.G. (1992). The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research*, 12, 1145-1156.
- Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-82.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. y Grimalt, J.O. (2008). Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International*, 181, 881-904.
- Friocourt, Y., Levier, B., Speich, S., Blanke, B. y Drijfhout, S.S. (2007). A regional numerical ocean model of the circulation in the Bay of Biscay. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C9), 15-33.
- Frisch, W. (ed.) (1997). Tectonic Geomorphology. In *Proceeding of the Fourth Int'l. Conference on Geomorphology, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 118 pp.
- Fulthorpe, C.S. y Carter, R.M. (1991). Continental-shelf progradation by sediment-drift accretion. *Geological Society of America Bulletin*, 103(2), 300-309.
- Gallastegui, J. (2000). Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCiN. *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 22, 9-231.
- Gallastegui, J. (2001). *Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCiN*. Ph.D. Thesis, Univ. Oviedo.
- Gallastegui, J., Pulgar, J.A y Gallart, J. (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics*, 21(4), 15.1-15.13.
- García, M., Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Jané, G., Mena, A., Álvés, T. y Juan, C., (2015). Deep-water turbidite systems: a review of their elements, sedimentary processes and depositional models. Their characteristics on the Iberian margins. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico, Boletín Geológico y Minero, Volumen Especial*, 126 (2-3), 189-218.
- García-García, A., García-Gil, S. y Vilas, F. (2004). Echo characters and recent sedimentary processes as indicated by high-resolution sub-bottom profiling in Ría de Vigo (NW Spain). *Geo-Marine Letters*, 24(1), 32-45.
- García-García, A., Orange, D., Lorenson, T., Radakovitch, O., Tesi, T., Miserocchi, S., Berné, S., Friend, P.L., Nittrouer, C. y Normand, A. (2006). Shallow gas off the Rhône prodelta, Gulf of Lions. *Marine Geology*, 234, 215-231.
- García-Mondéjar, J. (1996). Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology*, 24(7), 635-638.
- Gardner, J.V., Bohannon, R.G., Field, M.E. y Masson, D.G. (1996). The morphology, processes, and evolution of Monterey Fan: a revisit. In: Gardner, J.V., Field, M.E., Twichell, D.C. (eds.), *Geology of the United States Seafloor: The view from GLORIA*. Cambridge Univ. Press, London, 193-220.



- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S. y Imbert, P. (2006). Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 26, 331-345.
- Giner, J., González-Casado, J.M., Muñoz-Martín, A. y De Vicente, G. (1999). Recent tectonic in the northwest región of the Iberian Peninsula, an intraplate deformation. 11<sup>th</sup> Meeting of the 'Association of European Geological Societies' MAEGS-11. European Palaeogeography and Geodynamics: A multidisciplinary approach. Abstracts, 17.
- Giorgetti, A., Crise, A., Laterza, R. et al. (2003). Water masses and bottom boundary layer dynamics above a sediment drift of the Antarctic Peninsula Pacific Margin. *Antarctic Science*, 15(4), 537-546.
- Girardeau, J., Evans, C.A. y Beslier, M.O. (1988). Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting: Hole 637, ODP Leg. 103 on the Galicia margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al. (eds.). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 209-223.
- Goff, J.A., Orange, D.L., Mayer, L.A. y Hughes Clarke, J.E. (1999). Detailed investigation of continental shelf morphology using a high resolution swath sonar survey. The Eel margin, northern California. *Marine Geology*, 154, 255-269.
- Goff, J.A., Olson, H.C. y Duncan, C.S. (2000). Correlation of side scan backscatter intensity with grain size distribution of shelf sediments, New Jersey margin. *Geo-Marine Letters*, 20, 43-49.
- Goldsworthy, M. y Jackson, J. (2000). ActiveNormal Fault Evolution in Greece Revealed by Geomorphology and Drainage Patterns, 157. *Geological Society of London, Special Publication*, 967-981.
- Gómez-Ballesteros, M., Druet, M., Muñoz, A., Arrese, B., Rivera, J., Sánchez, F., Cristobo, J., Parra, S., García-Alegre, A., González-Pola, C., Gallastegui, J. y Acosta, J. (2013). Geomorphology of the Avilés canyon system, Cantabrian Sea (Bay of Biscay). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 106, 99-117.
- Gong, Z., Langereis, C.G. y Mullender, T.A.T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 80-93.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C. y Stow, D.A.V. (1984). Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. In: Stow, D.A.V., Piper, D.J.W. (Eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes and Facies*. Geological Society by Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburg, pp. 245-256.
- Gonthier, E., Cirac, P., Faugères, J.C., Gaudin, M., Cremer, M. y Bourillet, F.F. (2006). Instabilities and deformation in the sedimentary cover on the upper slope of the southern Aquitaine continental margin, north of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). *Scientia Marina*, 70S1, 89-100.
- González-Casado, J.M y Giner, J. (2000). Relaciones entre fallas y sismicidad en el noreste peninsular. *Geogaceta*, 28, 71-74.
- González-Pola C. (2006). *Variabilidad Climática en la Región Sureste del Golfo de Vizcaya*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo.
- Gregory, A.T. (1977). Aspect of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation. In: Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploitation. Payton C.E. (ed.). *American Association of Petroleum Geologists*, 15-46.

- Griggs, G.B. y Kulm, L.D. (1970). Sedimentation in Cascadia deep-sea channel. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1361-1384.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B.L., Mauffret, A., Miles, P.R. y Roberts, D.B. (1982). Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model. *Marine Geology*, 45, 63-77.
- Groupe Galice (1979). The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. In: Sibuet, J.C. et al. (ed.), *Initial Reports of the DSDP*, 47, 633-662 U.S. Government Printing Office. Washington D.C.
- Guery, F., Montenat, C. y Vachard, D. (1986). Évolution tectono-sédimentaire du bassin Portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estremadura). *Bulletin des centres de recherches Exploration-production Elf-Aquitaine*, 10, 81-94.
- Gutiérrez-Claverol, M., López Fernández, C. y Alonso, J.L. (2006). Procesos neotectónicos en los depósitos de rasa de la zona de Canero (Occidente de Asturias). *Geogaceta*, 40, 75-78.
- Hamilton, E.L. (1967). Marine geology of abyssal plains in the Gulf of Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 72, 4189.
- Hampton, M.A., Lee, H.J. y Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34, 33-59.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E. y Gonthier, E. (2010). The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of Cadiz: Gravity processes forced by contour current processes. *Sedimentary Geology*, 229, 110-123.
- Harris, P.T. y Whiteway, T. (2011). Global distribution of large submarine canyons: geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69-86.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Kastanos, N. y Ferentinos, G. (1996). A pockmark bed in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 4/7/93 seismic event. *Marine Geology*, 130, 333-344.
- Haynes, R. y Barton, D. (1990). A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 95, 11425-11441.
- Head, M.J. y Gibbard, P.L. (2005). Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. In: Head, M.J., Gibbard, P.L. (eds), *Early-Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence. Geological Society of London, Special Publication*, 247, 1-18.
- Head, M.J., Gibbard, P.L. y Salvador A. (2008). The Quaternary: its character and definition. *Episodes*, 31, 234-238.
- Heezen, B.C., Tharp, M. y Ewing, M. (1959). The floors of the oceans, 1. The north Atlantic. *Geological Society of America Special Publication*, 65, 122 pp.
- Heezen, B.C., Johnson, G.L. y Hollister, C.D. (1969). The northwest Atlantic mid-ocean canyon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(6), 1441-1453.
- Hernández-Molina, F.J. (1993). *Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno terminal Holoceno del margen noroccidental del Mar de Alborán. Modelo de estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 617 pp.

- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rey, J. y Pomar, L. (1994). Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, 120(3-4), 129-174.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Llave, E. y Díaz del Río, V. (2002). Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, 92, 5-23.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Barnolas, A., Medialdea, T., García, M., Vázquez, J.T., Díaz del Río, V., Fernández-Salas, L.M., Lobo, F., Alveirinho Dias, J.M., Rodero, J. y Gardner, J. (2003). Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cádiz contourite depositional systems. *Geology*, 31(1), 19-22.
- Hernández-Molina, F.J., Larter, R.D., Rebesco, M. y Maldonado, A. (2006a). Miocene reversal of bottom water flow along the Pacific Margin of the Antarctic Peninsula: stratigraphic evidence from a contourite sedimentary tail. *Marine Geology*, 228, 93-116.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., Medialdea, T. y Gardner, J. (2006b). The contourite depositional system of the Gulf of Cadiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep-Sea Research Part II*, 53(11-13), 1420-1463.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E. y Stow, D.A.V. (2008a). Continental slope contourites. In: Contourites. Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.). *Developments in Sedimentology*, 60, 379-407.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Ercilla, G., Maestro, A., Medialdea, T., Ferrin, A., Somoza, L., Gracia, E., Masson, D.G., Garcia, M., Vizcaino, A. y León, R. (2008b). Recent sedimentary processes in the Prestige site area (Galicia Bank, NW Iberian Margin) evidenced by high-resolution marine geophysical methods. *Marine Geology*, 249(1), 21-45.
- Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A. y Stow, D.A.V. (2008c). Abyssal plain contourites. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), Contourites. *Developments in Sedimentology*, 60, 347-408.
- Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L. y Rebesco, M. (2009a). Contourite depositional system on the Argentine Slope: an exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology*, 37(6), 507-510.
- Hernández-Molina, F.J., Nombela, M.A., Van Rooij, D., Roson, G., Ercilla, G., Urgorri, V., Llave, E., Francés, G., De Mol, L., Estrada, F., León, R., Mena, A., Pérez Arlucea, M., Alejo, I., Jane, G. y VanReusel, A. (2009b). The Ortegal Spur Contourite Depositional System (Bay of Biscay): the implications of the Mediterranean Outflow Waters in sedimentary processes and cold-water coral ecosystems. *Abstracts Volume, 6th Symposium on the Atlantic Iberian Margin (MIA 09)*, 281-284, Oviedo.

- Hernández-Molina, F.J., Serra, N. y Stow, D.A.V. (2010). Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around Iberia. *Geo-Temas*, 11, 69-70.
- Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V., Ercilla, G., Llave, E. y Van Rooij, D. (2011). Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around Iberia. In: Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Llave, E. *et al.* (eds.), *Deep Water Circulation: processes and products*. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 315-341.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Preu, B., Ercilla, G., Fontan, A., Bruno, M., Serra, N., Gomiz, J.J., Brackenridge, R.E., Sierro, F.J., Stow, D.A.V., García, M., Juan, C., Sandoval, N. y Arnaiz, A. (2014a). Contourite processes associated with the Mediterranean Outflow Water after its exit from the Strait of Gibraltar: Global and conceptual implications. *Geology*, 42(3), 227-230.
- Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Alvarez-Zarikian, C. y Expedition IODP 339 Scientists. (2014b). Onset of Mediterranean outflow into the North Atlantic. *Science*, 344, 1244-1249.
- Hernández-Molina, F.J., Wählin, A., Bruno, M., Ercilla, G., Llave, E., Serra, N., Roson, G., Puig, P., Rebesco, M., Van Rooij, D., Roque, C., González-Pola, C., Sánchez, F., Gómez, M., Preu, B., Schwenk, T., Hanebuth, T.J.J., Sánchez-Leal, R.F., García-Lafuente, J., Brackenridge, R.E., Juan, C., Stow, D.A.V. y Sánchez-González, J.M. (2015). Oceanographic processes and products around the Iberian margin: a new multidisciplinary approach. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico*, *Boletín Geológico y Minero*, Volumen Especial, 126 (2-3), 279-326.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19, 4, 762-786.
- Hesse, R. y Rakofsky, A. (1992). Deep-Sea Channel/Submarine-Yazoo System of the Labrador Sea: A New Deep-Water Facies Model (1). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76(5), 680-707.
- Hieke, W. (2004). The August 27, 1886 earthquake in Messenia (Peloponnesus) and reported flames over the Ionian Sea-a Mediterranean Ridge gas escape event?. *Marine Geology*, 2007, 259-265.
- Hillenbrand, C.D., Camerlenghi, A., Cowan, E.A, Hernández-Molina, F.J., Lucchi, R.G., Rebesco, M. y Uenzelmann-Neben, G. (2008). The present and past bottom-current flow regime around the sediment drifts on the continental rise west of the Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 255, 50-63.
- Hobbs, W.H. (1912). *Earth Features and their Meaning*. Macmillian Co., New York.
- Hollister, C.D. (1967). *Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic*. Unpublished Ph.D. Thesis Columbia University, New York, 467 pp.
- Hollister, C.D. y Heezen, B.C. (1967). Contour current evidence from abyssal sediments. *Transactions - American Geophysical Union*, 48, 142 pp.
- Hollister, C.D. y Heezen, B.C. (1972). Geological effect of bottom currents. In: Gordon, A.L. (eds.), *Studies in Physical Oceanography*. Gordon and Breach, New York, pp. 37-66.

- Hollister, C.D., Flood, R.D., Johnson, D.A., Lonsdale, P.F. y Southard, J.B. (1974). Abyssal furrows and hyperbolic echo traces on the Bahama Outer Ridge. *Geology*, 2, 395-400.
- Horsfield, W.T. (1977). An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, 56, 363-370.
- Hovland, M. (1981). Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench. *Marine Geology*, 39, 103-117.
- Hovland, M. (1982). Pockmarks and the recent geology of the central section of the Norwegian Trench. *Marine Geology*, 47(3), 283-301.
- Hovland, M. y Judd, A. (1988). *Seabed pockmarks and seepages: impact on geology, biology, and the marine environment*, vol. 293. Graham and Trotman, London. 565 pp.
- Hovland, M., Svensen, H., Forsberg, C.F., Johansen, H., Fichler, C., Fosså, J.H., Jonsson, R. y Rueslåtten, H. (2005). Complex pockmarks with carbonate-ridges off mid-Norway: products of sediment degassing. *Marine Geology*, 218(1), 191-206.
- Howe, J.A., Stoker, M.S. y Stow, D.A.V. (1994). Late Cenozoic sediment drift complex, northeast Rockall Trough, North Atlantic. *Paleoceanography*, 9 (6), 989-1000.
- Hunter, S.E., Wilkinson, D., Louarn, E., McCave, I.N., Rohling, E., Stow, D.A.V. y Bacon, S. (2007a). Deep Western Boundary Current dynamics and associated sedimentation on the Eirik Drift, Southern Greenland Margin. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 54, 2036-2066.
- Hunter, S.E., Wilkinson, D., Stanford, J., Stow, D.A.V., Bacon, S., Akhmetzhanov, A.M. y Kenyon, N.H. (2007b). The Eirik Drift: a longterm barometer of north Atlantic deepwater flux south of Cape Farewell, Greenland. In: Viana, A, Rebesco, M. (eds.), *Economic and Paleooceanographic Importance of Contourites*. Geological Society, London, Special Publication, 276, 245-264.
- Iglesias J. (2009). *Sedimentation on the Cantabrian continental margin from late Oligocene to Quaternary*. Tesis Doctoral. Universidad de Vigo. 185 pp.
- Iglesias, J., Ercilla, G., García-Gil, S., Vázquez, J.T., Pulgar, J., Fernández-Viejo, G. y Gallastegui, J. (2008). Sedimentary evolution of the eastern Bay of Biscay since the Upper Eocene. *Geo-Temas*, 10, 547-550.
- Iorga, M. y Lozier, M.S. (1999). Signatures of the Mediterranean Outflow from a North Atlantic climatology: Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research*, 194, 25985-26029.
- Iwamori, H., Richardson, C. y Maruyama, S. (2007). Numerical modeling of thermal structure, circulation of H<sub>2</sub>O, and magmatism-metamorphism in subduction zones: implications for evolution of arcs. *Gondwana Research*, 11, 109-119.
- Jacobi, R.D. (1976). Sediment slide on the northwestern continental margin of Africa. *Marine Geology*, 22, 157-173.
- Jané, G., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., De Andrés, J.R., Casas, D., González-Aller, D. y Catalán-Morollón, M. (2010). Occurrence of pockmarks on the Ortegal Spur continental margin, Northwestern Iberian Peninsula. *Marine and Petroleum Geology*, 27(7), 1551-1564.
- Jansa, L.F., Comas, M.C., Sarti, M. y Haggerty, J.A. (1988). Late Jurassic carbonate platform of the Galicia Margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L. et al. (eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 171-192.



- Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C. y Droz, L. (2008). Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: the missing piece. *Marine Geology*, 252, 62-77.
- Johnson, D.A. (1984). The Vema Channel: Physiography, structure, and sediment- current interactions. *Marine Geology*, 58(1), 1-34.
- Johnson, G.L. y Schneider, E.D. (1969). Depositional ridges in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 6(6), 416-422.
- Jones, E.J.W. (1999). *Marine Geophysics*. John Wiley & Sons, Ltd., 474 pp.
- Jordan, G., Meijninger, B.M.L., Van Hinsbergen, D.J.J., Meulenkamp, J.E. y Van Dijk, P.M. (2005). Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7, 163-182.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Champilou, N., Cirac, P., Muxika, I., Borja, Á., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J. y Donard, O. (2008). Recent sedimentary study of the shelf of the Basque country. *Journal of Marine Systems*, 72, 397-406.
- Judd, A.G. y Hovland, M. (2007). *Submarine Fluid Flow, the Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment*. Cambridge University Press. 475 pp.
- Keller, E.A. (1986). Investigation of active tectonics: use of surficial earth process. In: Wallace, R.E. (eds.), *Active Tectonics*. National Academy Press, Washington, 136-147.
- Keller, E.A. y Pinter, N. (1996). *Active Tectonics (Earthquakes, Uplift and Landscape)*. Prentice-Hall Inc. New Jersey, 338 pp.
- Kennett, J.E. (1982). *Marine Geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 813 pp.
- Kenyon, N.H. (1987). Mass-wasting features on the continental slope of northwest Europe. *Marine Geology*, 74, 57-77.
- Kenyon, N.H. y Belderson, R.H. (1973). Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary Geology*, 9, 77-99.
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H. y Stride, A.H. (1987). Channels, canyons and slump folds on the continental slope between South-West Ireland and Spain. *Oceanologica Acta*, 1 (3), 369-380.
- Kenyon, N.H., Klaucke, I., Millington, J. y Ivanov, M.K. (2002). Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 184, 69-84.
- Kidd, R.B. y Hill, P.R. (1986). Sedimentation on mid-ocean sediment drifts. *Geological Society, London, Special Publications*, 21(1), 87-102.
- Kidd, R.B., Lucchi, R.G., Gee, M. y Woodside, J.M. (1998). Sedimentary processes in the Stromboli Canyon and Marsili Basin, SE Tyrrhenian Sea: results from side-scan sonar surveys. *Geo-Marine Letters*, 18(2), 146-154.
- Kimball, K.L. y Evans, C.A. (1988). Hydrothermal alteration of peridotites from the Galicia margin, Iberian Peninsula. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al. (eds). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 103, B, 241-251.
- King, L.H. y MacLean, B. (1970). Pockmarks of the Scotian Shelf. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3141-3148.
- Klaucke, I., Masson, D.G., Kenyon, N.H. y Gardner, J.V. (2004). Sedimentary processes of the lower Monterey Fan channel and channel-mouth lobe. *Marine Geology*, 206(1), 181-198.

- Komar, P.D. (1969). The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey Deep-Sea Channel. *Journal of Geophysical Research*, 71, 4544-4558.
- Kornprobst, J. y Tabit, N. (1988). Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia Margin (Leg 103, Site 637). In: Boillot, G., Winterer E.L., Meyer A.W. *et al.* (eds). Proceedings of the ODP, Initial Reports, 103, B, 253-268.
- Kuşçu, I., Halbach, P., Inthorn, M., Kuhn, T. y Seifert, R. (2008). The R/V Meteor Cruise Leg M44/1 in February 1999 in the Sea of Marmara: The First Multibeam Bathymetric Study and Analysis of Methane in Sediment and Water Columns. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 461-480
- Laine, E.P., Damuth, J.E. y Jacobi, R. (1986). Surficial Sedimentary Processes Revealed by Echo-character Mapping in the Western North Atlantic Ocean. In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (eds.). *The Geology of North America. Geological Society of America*, v. M, 427-450.
- Lambeck, K. (1996). Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 142(1), 43-57.
- Larberg J.S. y Camerlenghi A. (2008). The significance of contourites for submarine slope stability. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60, 537-556.
- Larberg, J.S., Dahlgren, T., Vorren, T.O., Haflidason, H. y Bryn, P. (2001). Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *Marine Geophysical Research*, 22, 401-416.
- Larberg, J.S., Stoker, M.S., Torbjørn Dahlgren, K.I., de Haas, H., Haflidason, H., Hjelstuen, B.O., Nielsen, T., Shannon, P.M., Vorren, T.O., Van Weering, T.C.E. y Ceramicola, S. (2005). Cenozoic along-slope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 1069-1088.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Frigola, J., Urgeles, R., Calafat, A.M. y Acosta, J. (2007). Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta*, 5, 35-47.
- Laughton, A.S. (1960). An interplain deep-sea channel system. *Deep-Sea Research*, 7, 75-88.
- Laughton, A.S. y Berggren, W.A. (1971). Deep sea drilling in the Bay of Biscay (DSDP Leg XII). In: Debysier, J., Le Pichon, X., Montadert, M. (eds.), *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Technip, Paris, VI.1.1-VI.1.4.
- Laughton, A.S. *et al.* (1971). Sites 118 and 119, *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 12, 673-780.
- Laughton, A.S., Berggren, W.A. *et al.* (1972). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XII. Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office, site 118 and 119.
- Laughton, A.S., Roberts, D.G. y Graves, R. (1975). Bathymetry of the northeast Atlantic. Sheet 3: mid-Atlantic ridge to southwest Europe. *Deep-Sea Research*, 22, 792-810.
- Le Floch, J. (1969). Sur la circulation de l'eau d'origine méditerranéenne dans le Golfe de Gascogne et ses variations à courte période. *Cahiers océanographiques*, 11, 653-661.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. y Sibuet, J.C. (1971a). Une hypothèse tectonique du Golfe de Gascogne. In: Debysier, J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.), *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Publication de l'Institut Français du Pétrole, Technip, Paris, VI.11.1-VI.11.44

- Le Pichon, X., Ewing, J. y Truchan, M. (1971b). Sediment transport and distribution in the Argentine Basin, 2. Antarctic Bottom Current passage in the Brazil Basin. In: Ahrens, L.H., Press, F., Runcorn, S.K., Urey, H.C. (eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*, 8. Pergamon Press, New York, pp. 29-84.
- LeBorgne, E. y Monel, J. (1970). Cartographie aéromagnétique du golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 14, 1167-1170.
- Lee, S.H., Chough, S.K., Back, G.C., Kim, Y.B. y Sung, B.S. (1999). Gradual downslope change in high-resolution acoustic characters and geometry of large-scale submarine debris lobes in Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan), Korea. *GeoMarine Letters*, 19, 254-261.
- Lee, S.H., Chough, S.K., Back, G.G. y Kim, Y.B. (2002). Chirp (2-7-kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: Styles of Mass movement and sediment gravity flow. *Marine Geology*, 184, 227-247.
- Legg, S., Ezer, T., Jackson, L., Briegleb, B.P., Danabasoglu, G., Large, W.G., Özgökmen, T.M., Peters, H., Price, J., Riemenschneider, U., Wu, W., Xu, X. y Yang, J. (2009). Improving oceanic overflow representation in climate models: the gravity current entrainment climate process team. *American Meteorological Society*, 657-670.
- Lepvrier, C. y Martínez-García, E. (1990). Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics*, 184, 345-356.
- Lericolais, G., Auffret, J.P. y Bourillet, J. (2003). The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4), 245-260.
- Liesa, C.L. y Arlegui, E.L. (1996). Problemas metodológicos en el análisis de lineamientos tectónicos mediante programas de tratamiento digital de imágenes. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Física, Químicas y Naturales de Zaragoza*, 51, 151-163.
- Lindhorst, K., Gruen, M., Krastel, S. y Schwenk, T. (2012). Hydroacoustic analysis of mass wasting deposits in Lake Ohrid (FYR Macedonia/Albania). In: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Springer, Netherlands, pp. 245-253.
- Lisiecki, L.E. y Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20(2), 1-17.
- Lisiecki, L.E. y Raymo, M.E. (2007). Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. *Quaternary Science Reviews*, 26(1-2), 56-69.
- Llave, E. (2004). *Análisis morfosedimentario y estratigráfico de los depósitos contorníticos del Golfo de Cádiz: Implicaciones paleoceanográficas*. Tesis Doctoral, Universidad de Cádiz, Puerto Real, Cádiz, 343 pp.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A.V., Maestro, A. y Alveirinho Dias, J.M. (2001). Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cádiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Research*, 22, 487-508.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Díaz del Río, V. y Sanchez-Almazo, I. (2006). High-resolution stratigraphy of the Mediterranean

- outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: The impact of Heinrich events. *Marine Geology*, 277, 241-262.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Stow, D.A.V. y Díaz del Río, V. (2007). Quaternary evolution of the contourite depositional system in the Gulf of Cadiz. In: Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits. In: Viana, A.R., Rebesco, M. (eds.). *Geological Society London Special Publications*, 276, 49-79.
- Llave, E., Matías, H., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Stow, D.A. y Medialdea, T. (2010). Pliocene and Quaternary seismic stacking pattern and distribution of contourites in the Algarve margin (Northern Gulf of Cadiz, Spain). *Geo-Temas*, 11, 103-104.
- Llave, E., Matías, H., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Stow, D.A. y Medialdea, T. (2011). Pliocene-Quaternary contourites along the northern Gulf of Cadiz margin: sedimentary stacking pattern and regional distribution. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 377-390.
- Llave, E., Jané, G., Hernández-Molina, F.J., Maestro, A., Ercilla, G., López-Martínez, J., De Andrés, J.R., González-Aller, D. y Catalán-Morollón, M. (2012). Depósitos contorníticos en el margen continental y cuencas oceánicas del noroeste de Iberia. *Abstract III Simposio Internacional de Ciencias del Mar*. Cádiz.
- Llave, E., Jané, G., Hernández-Molina, F.J., Maestro, A., Ercilla, G., Alejo, I., Nombela, M.A., Francés, G., Pérez-Arlucea, M., Mena, A., López-Martínez, J., De-Andrés, J.R., González-Aller, D. y Catalán-Morollón, M. (2013). Sandy contourites along the continental margin of the northwestern Iberian Peninsula. *30th IAS, Abstract Volume*, Manchester (UK), T3S4.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Roque, C., Van Rooij, D., García, M., Juan, C., Mena, A., Brackenridge, R.E., Jané, G., Stow, D.A.V. y Gómez-Ballesteros, M. (2015). Bottom current processes along the Iberian continental margin. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico, Boletín Geológico y Minero, Volumen Especial*, 126 (2-3), 219-256.
- Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V. y Dias, J.M.A. (2002). Seismic stratigraphic evidence of an upper Pleistocene TST to HST complex on the Gulf of Cadiz continental shelf (southwest Iberian Peninsula). *Geo-Marine Letters*, 22(2), 95-107.
- Locat, J. y Lee, H. (2000). Submarine landslides: Advances and challenges. *Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides*, Cardiff.
- Lomtev, V.L. y Gurinov, M.G. (2009). The Tectonic Conditions of the August 2, 2007, M ~ 6.1 Nevelsk Earthquake. *Russian Journal of Pacific Geology*, 3, 5, 450-459.
- Loncke, L., Mascle, J. y Parties, F.S. (2004). Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine and Petroleum Geology*, 21(6), 669-689.
- Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Roest, W., Patriat, M., et al. (2009). Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. In: Gaullier, V., Vendeville, B. (eds.), *Thematic set on: "New insights on slope instabilities from recent studies within the French Margin Program GDR Marges"*. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 711-723.

- Longuemard, J.P. y Dubol-Razavet, C. (1980). Influence de quelques caractères granulométriques des sédiments marins sur le valeur du coefficient de reflexion d'interface mer-sédiment. *Acoustica*, 41(1), 34-39.
- Lonsdale, P. (1981). Drifts and ponds of reworked pelagic sediment in part of the Southwest Pacific. *Marine Geology*, 43, 151-193.
- Lonsdale, P. y Malfait, Pl. (1974). Abyssal dunes of foraminiferal sand in Carnegie Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1679-1712.
- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., Gallart, J., González-Cortina, J.M., Díaz, J. y Ruíz, M. (2002). Actividad sísmica reciente en el noroeste de la Península Ibérica. 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia. Libro de Resúmenes, 1-4.
- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., Glez-Cortina, J.M. Gallart, J., Díaz, J. y Ruíz, M. (2004). Actividad Sísmica en el NO de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI. *Trabajos de Geología*, 24, 91-106.
- López-Fernández, C., Pulgar, J.A., Gallart, J., González-Cortina, J.M., Díaz, J. y Ruíz, M. (2008). Zonación sismotectónica del NO de la Península Ibérica. *Geo-Temas*, 10, 1031-1034.
- Lovell, J.P.B. y Stow, D.A.V. (1981). Identification of ancient sandy contourites. *Geology*, 9(8), 347-349.
- Lurton, X. (2002). *An Introduction to underwater acoustic. Principles and Applications*. Springer-Verlag. 347 pp.
- Madelain, F. (1970). Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le Détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cahiers Océanographiques*, 22, 43-61.
- Maestro, A. y Cortés, A. (1999). Sistemas de fracturas neógenas en la Cuenca de Almazán (sector oriental de la Cuenca del Duero). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 1.
- Maestro, A., Barnolas, A., Somoza, L., Lowrie, A. y Lawton, T. (2002). Geometry and structure associated to gas-charged sediments and recent growth faults in the Ebro Delta (Spain). *Marine Geology*, 186, 351-368.
- Maestro, A., Bárcenas, P., Vázquez, J.T. y Díaz-del-Río, V. (2008). The role of basement inheritance faults in the recent fracture system of the inner shelf around Alboran Island, Western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, 28, 53-64.
- Maestro, A., López-Martínez, J., Llave, E., Bohoyo, F., Acosta, J., Hernández-Molina, F.J., Muñoz, A. y Jané, G. (2013). Geomorphology of the Iberian Continental Margin. *Geomorphology*, 196, 13-35.
- Maestro, A., Bohoyo, F., López-Martínez, J., Acosta, J., Gómez-Ballesteros, M., Llave, E., Muñoz, A., Terrinha, P., Dominguez, M. y Fernández-Sáez, F. (2015). Influencia de los procesos tectónicos y volcánicos en la morfología de los márgenes continentales Ibéricos. In: Maestro, A., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J. (eds.), *Procesos geológicos en el Margen Continental Ibérico*, Boletín Geológico y Minero, Volumen Especial, 126 (2-3), 515-532.
- Maldonado, A., Barnolas, A., Bohoyo, F., Escutia, C., Galindo-Zaldívar, J., Hernández-Molina, J., Jabaloy, A., Lobo, F., Nelson, H., Rodríguez-Fernández, J., Somoza, L. y Vázquez, J.T. (2005). Miocene to recent contourite drift development in the northern Weddell Sea (Antarctica). *Global and Planetary Change*, 45, 99-129.



- Malod, J. A. y Mauffret, A. (1990). Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Malod, J.A. (1982). *Comparaison de l'évolution des marges continentales au nord et au sud de la Péninsule Ibérique*. Ph.D. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie, 235 pp.
- Malod, J.A., Murillas, J., Kornprobst, J. y Boillot, G. (1993). Oceanic lithosphere at the edge of a Cenozoic active continental margin (northwestern slope of Galicia Bank, Spain). *Tectonophysics*, 221, 195-206.
- Mandl, G. (1988). *Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts*. Developments in Structural Geology 1. Elsevier, Amsterdam.
- Marchès, E., Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E. y Lecroart, P. (2007). Contourite drift construction influenced by capture of Mediterranean Outflow Water deep-sea current by the Portimao submarine canyon (Gulf of Cadiz, South, Portugal). *Marine Geology*, 242, 247-260.
- Martin-Chivelet, J. (2003). Quantitative analysis of accommodation patterns in carbonate platform: an example from the mid-Cretaceous of SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 83-105.
- Martín-Chivelet, J., Fregenal Martínez, M.A. y Chacón, B. (2008). Traction structures in Contourites, In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, 60, 159-181.
- Martínez-Díaz, J.J., Capote, R., Tsige, M., Martín-González, F., Villamor, P. y Insua, J.M. (2002). Interpretación sismotectónica de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): Un caso de triggering en una zona continental estable. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15, 195-209.
- Martín-González, F., Insua, J.M., Martínez-Díaz, J. y Giner, J. (2010). Estudio preliminar de las fallas sismogénicas en el NO de la Península Ibérica. *Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Sigüenza, pp 57-60.
- Martins, C.S., Hamann, M. y Fiúza, A.F.G. (2002). Surface circulation in the eastern North Atlantic, from drifters and altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12), 3217.
- Mary, G. (1983). *Evolución del margen costero de la cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno*. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 13, 3-35.
- Masson, D.G. y Miles, P.R. (1984). Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. *Marine Geology*, 56, 279-287.
- Masson, D.G., Kenyon, N.H., Gardner, J.V. y Field, M.E. (1995). *Monterey Fan: channel and overbank morphology. Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*. London, Chapman and Hall, pp. 74-79.
- Masson, D.G., Kenyon, N.H. y Weaver, P.P.E. (1996). Slides, debris flows and turbidity currents. In: Summerhayes, C.P., Thorpe, S.A. (eds.), *Oceanography. An Illustrated Guide*, pp. 136-151.
- Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles R. y Huhnerbach V. (1998). The Canary Debris flow: Source area morphology and failure mechanisms. *Sedimentology*, 45, 411-432.
- Masson, D.G., Plets, R.M.K., Huvenne, V.A.I., Wynn, R.B. y Bett, B.J. (2010). Sedimentology and depositional history of Holocene sandy contourites on the lower slope of the Faroe-Shetland Channel, northwest of the UK. *Marine Geology*, 268, 85-96.

- Matte, P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Mauffret, A. y Montadert, L. (1987). Rift Tectonics on the passive continental margin off Galicia. *Marine and Petroleum Geology*, 4, 49-70.
- Mauffret, A. y Montadert, L. (1988). Seismic stratigraphy off Galicia. In: Boillot, G., Winterer, E.L. et al. (eds.). *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 103, 13-30.
- Mauffret, A., Boillot, G., Auxietre, J.L. y Dunand, J.P. (1978). Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la péninsule Ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 20, 375-388.
- May, J.A., Warme, J.E. y Slater, R.A. (1983). Role of submarine canyons on shelfbreak erosion and sedimentation: modern and ancient examples. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 33, 315-332.
- Mazzini, A., Svensen, H., Hovland, M. y Planke, S. (2006). Comparison and implication from strikingly different authigenic carbonates in a Nyegga complex pockmark, G11, Norwegian Sea. *Marine Geology*, 231, 89-102.
- Mc Clennen, C.E. (1989). Microtopography a surficial sediment patterns in the Central Gulf of Maine: a 3.5kHz survey and in- terpretation. *Marine Geology*, 89, 69-85.
- McCartney, M.S. (1992). Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 29, 283-383.
- McCave, I.N. (2008). Size sorting during transport and deposition of fine sediments: sortable silt and flow speed. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60. Elsevier, Amsterdam, pp. 379-407.
- McCave, I.N. y Tucholke, B.E. (1986). Deep-current controlled sedimentation in the Western North Atlantic. In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America*, Vol. M. The Western North Atlantic Region. *Geological Society of America*, Boulder, Colo., 27, 451-467.
- McCave, I.N. y Carter, L. (1997). Recent sedimentation beneath the deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 44, 1203-1237
- McCave, I.N., Hall, I.R., Antia, A.N., Chou, L., Dehairs, F., Lampitt, R.S., Thomsen, L., van Weering, T.C.E. y Wollast, R. (2001). Distribution, composition and flux of particulate material over the European margin at 47°-50°N. *Deep-Sea Research Pt II*, 48, 3107-3139.
- Medialdea, T., Somoza, L., León, R., Farrán, M., Ercilla, G., Maestro, A., Casas, D., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Puga, M.C. y Alonso, B. (2008). Multibeam backscatter as a tool for sea-floor characterization and identification of oil spills in the Galicia Bank. *Marine Geology*, 249, 93-107.
- Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Vázquez, J.T., Vegas, R., Patriat, M., Thinon, I. Ercilla, G. y León, R. (2009). Compresión cenozoica en la Cuenca de la Unión y Monte Submarino Armoricano (Llanura Abisal de Vizcaya). *6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico, MIA09*, 1-5 de Diciembre de 2009, Oviedo. Libro de Resúmenes, 77-80.
- Meinert, J. (1986). Akustratigraphie im äquatorialen Ostatlantik: Zur Entwicklung der Tiefenwasserzirkulation der letzten 3.5 Millionen Jahre. *Meteor-Forschungsergeb*, C40, 19-86.

- Menard Jr., H.W. (1955). Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists*, 39, 236-255.
- Meyers, Ph.A. (1996). Geochemical comparisons of organic matter in cretaceous black shales from site 897, Iberian Abyssal Plain, sites 638 and 641, Galicia Margin, and site 398, Vigo Seamount. In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149, 295-300.
- Mézerais, M.L, Faugères, J.C., Figueiredo Jr., A.G. y Massé, L. (1993). Contour current accumulation of the Vema Channel mouth, southern Brazil Basin: pattern of a "contourite fan". *Sedimentary Geology*, 82, 173-187.
- Migeon, S., Ducassou, E., Le Gonidec, Y., Rouillard, P., Mascle, J. y Revel-Rolland, M. (2010). Lobe construction and sand/mud segregation by turbidity currents and debris flows on the western Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 229(3), 124-143.
- Milkert, D., Weaver, P.P.E. y Liu, L. (1996). Pleistocene and Pliocene turbidites from the Iberia abyssal plain. In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results*. Ocean Drilling Program, College Station, 281-294.
- Milliman, J.D. y Meade, J.P.M. (1983). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountain rivers. *Journal of Geology*, 100, 525-544.
- Ministerio de Defensa (2014). *Margen Continental Gallego*. Zona Económica Exclusiva Española. Mapas generales de batimetría, de anomalías geomagnéticas, gravimétricas de Aire Libre y Bouguer, geomorfológico y mosaico de imágenes de reflectividad a escala 1:500.000.
- Mitchell, N.C. y Clarke, J.E.H. (1994). Classification of seafloor geology using multibeam sonar data from the Scotian Shelf. *Marine Geology*, 121, 143-160.
- Mitchum, R.M.J. (1985). Seismic stratigraphic expression of submarine fans. In Berg, O.R., Woolverton, D.G. (eds.), *Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 39, 117-136.
- Mitchum, R.M.J. y Vail, P.R. (1977a). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, 135-143.
- Mitchum, R.M.J., Vail, P.R. y Sangree, J.B. (1977b). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, 117-133.
- Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.F. y Garlan, T. (2005). Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360.000 yrs. *Marine Geology*, 224, 57-82.
- Mojtahid, M., Jorissen, F.J., Garcia, J., Schiebel, R., Michel, E., Eynaud, F., Gillet, H., Cremer, M., Diz-Ferreiro, P., Siccha, M. y Howa, H. (2013). High resolution Holocene record

- in the southeastern Bay of Biscay: Global versus regional climate signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 377, 28-44.
- Monge-Ganuzas, C. (1986). Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama. Un ejemplo de cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuadernos do laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11, 51-68.
- Montadert, L., Damotte, B., Fail, J.P., Delteil, J.R. y Valery, P. (1971a). Structure géologique de la marge continentale asturienne et cantabrique (Espagne eu Nord), In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Debysier, J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.). *Publication de l'Institute Français du Pétrole, Technip*, Paris, t. I-II: V.7-1-V. 7-16.
- Montadert, L., Damotte, B., Fail, J.P., Delteil, J.R. y Valery, P. (1971b). Structure géologique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne. In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne. Debysier J., Le Pichon X. y Montadert L. (eds.). *Publication de l'Institute Français du Pétrole, Technip*, Paris, I-II, 14-1-14-42.
- Montadert, L., Winnock, E., Deltiel, J.R. y Grau, G. (1974). Continental Margins of Galicia Portugal and Bay of Biscay. In: Burk L.A., Droke C.L. (eds.). *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, N4, 323-342.
- Montadert, L., de Charpel, O., Roberts, D., Guennoc, P. y Sibuet, J.C. (1979). Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. In: Talwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.F. (eds.). *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Ser., 3, 154-186.
- Montenat, C., Guery, F., Jamet, M. y Berthou, Y.B. (1988). Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L., et al. (eds.). *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 103, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 757-775.
- Morris, S.A., Kenyon, N.H., Limonov, A.F. y Alexander, J. (1998). Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, northwest Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology*, 45(2), 365-378.
- Moscardelli, L. y Wood, L. (2008). New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, 20, 73-98.
- Mougenot, D. (1988). *Géologie de la marge portugaise*. Thèse Etat, Mèm. Sci. Terre, Univ. P. et M. Curise, Paris, 88-3, 257 pp.
- Mougenot, D., Kidd, R.B., Mauffret, A., Regnaud, H., Rothwell, R.G. y Vanney, J.R. (1984). Geological interpretation of combined SeaBeam, Gloria and seismic data from Porto and Vigo Seamounts, Iberian continental margin. *Marine Geophysical Research*, 6, 329-363.
- Mougenot, D., Capdevila, R., Palain, C., Dupeuble, P.A. y Mauffret, A. (1985). Nouvelles onnées sur les sédiments ante-rift et le socle de la marge continentale de Galice. *l'Académie des Sciences de Paris*, 301, 323-327.
- Mougenot, D., Vanney, J.R., Mauffret, A. y Kidd, R.B. (1986). Les montagnes sousmarines de la marge continentale nord-portugaise. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8) II, 401-412.

- Moullade, M., Brunet, M.F. y Boillot, G. (1988). Subsidence and deepening of the Galicia Margin: the paleoenvironmental control. In: Boillot, G., Winterer, E.L. *et al.* (eds.). *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 733-740.
- Mulder, T. (2011). Gravity processes on continental slope, rise and abyssal plains. In: Hüneke, H., Mulder, T. (eds.), *Deep-Sea Sediments. Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, 63, 25-148.
- Mulder, T. y Etienne, S. (2010). Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. *Sedimentary Geology*, 229(3), 75-80.
- Mulder, T., Weber, O., Abschutz, P., Jorissen, J. y Jouanneau, M. (2001). A few months old storm generated turbidite deposited in the Capbreton Canyons (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters*, 21, 149-156.
- Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Faugères, J.-C., Habgood, E., Hernández-Molina, F.J., Estrada, F., Llave, E., Poirier, D., Gorini, C., Fuchey, Y., Volker, A., Freitas, P., Lobo Sanchez, F., Fernandez, L.M. y Morel, J. (2003). The Gulf of Cádiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters*, 23 (1), 7-18.
- Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E. y l'équipe embarquée Cadisar. 2 (2006). The western part Gulf of Cádiz: interaction between contour and turbidity currents. *Geo-Marine Letters*, 26, 31-41.
- Mulder, T., Hüneke, H. y Van Loon, A.J. (2011). Progress in Deep-Sea Sedimentology. In: Hüneke, H. y Mulder, T. (eds.), *Deep-Sea Sediments. Developments in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, 63, 25-148.
- Mullins, H.T., Bordman, M.R. y Neumann, A.C. (1979). Echo character of off-platform carbonates. *Marine Geology*, 32, 251-268.
- Muñoz-Martín, A., De Vicente, G., Fernández-Lozano, J., Cloetingh, S., Willingshofer, E., Sokoutis, D. y Beekman, F. (2010). Spectral analysis of the gravity and elevation along the western Africa-Eurasia plate tectonic limit: Continental versus oceanic lithospheric folding signals. *Tectonophysics*, 495 (3-4), 298-314.
- Murillas, J., Mougénou, D., Boillot, G., Comas, M.C., Banda, E. y Mauffret, A. (1990). Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic Western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184, 297-319.
- Mutti, E. y Normark, W.R. (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. In: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (eds.), *Deep Water Clastic Deposits: Models and Case Histories*. Graham and Trotman, London, pp. 1-38.
- Mutti, E. y Normark, W.R. (1991). An integrated approach to the study of turbidite systems. In: Weimer, P., Link, M.H. (eds.), *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. Springer-Verlag, New York, 75-106.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Lucchi, F.R. y Tinterri, R. (2009). Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56(1), 267-318.
- Myers, R.A. (1986). *Late Cenozoic sedimentation in the Northern Labrador Sea: A seismicstratigraphic analysis*. M. Sc. Thesis. Halifax: Dalhousie University.



- Naugler, F.P. (1970). Aleutian deep-sea channel on the Aleutian abyssal plain. *Nature*, 228, 1081-1082.
- Naylor, M.A., Mandl, G. y Sijpesteijn, C.H.K. (1986). Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8, 737-752.
- Nelson, C.H. (1976). Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes, and history of Astoria deep-sea fan, northeast Pacific. *Marine Geology*, 20, 129-173.
- Nelson, C.H. (1980). Modern submarine fans and debris aprons: an update of the first half century. In: Boardman, S.J. (ed.), *Revolution in the Earth Sciences. Advances in the Past Half Century*. Dubuque, Iowa, 148-166.
- Nelson, C.H. y Kulm, L.D. (1973). Submarine fans and deep-sea channels. In: Middleton, G.U., Bouma, A.W. (eds.), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. Society Economic Petrology Mining, Pacific Section Short Course, Anaheim, 39-78.
- Nelson, C.H., Twichell, D.C., Schwab, W.C., Lee, H.J. y Kenyon, N.H. (1992). Upper Pleistocene turbidite sand beds and chaotic silt beds in the channelized, distal, outer-fan lobes of the Mississippi fan. *Geology*, 20(8), 693-696.
- Nelson, C.H., Baraza, J. y Maldonado, A. (1993). Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cádiz, Spain. *Sedimentary Geology*, 82, 103-131.
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C. y Barber, J.H. (1999). Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology*, 155(1-2), 99-129.
- Ness, G.E. y Kulm, L.D. (1973). Origin and development of Surveyor deep-sea channel. *Geological Society of America Bulletin*, 84(10), 3339-3354.
- Nikonov, A.A. (2002). *The Crimean earthquakes of 1927: unknown phenomena at sea*. Priroda, 9, 13-20.
- Nitsche, F.O., Bell, R., Carbotte, S.M., Ryan, W.B.F. y Flood, R. (2004). Process-related classification of acoustic data from the Hudson River Estuary. *Marine Geology*, 209, 131-145.
- Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M. y Wiberg, P.L. (2007). Writing a rosetta stone: insights into continental-margin sedimentary processes and strata. In: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (eds). *Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 1-48.
- Normark, W.R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 54(11), 2170-2195.
- Normark, W.R. (1978). Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 62, 912-931.
- Normark, W.R. y Carson, P.R. (2003). Giant submarine canyons: is size any clue to their importance in the rock record?. *Geological Society of America Special Papers*, 370, 151-173.
- Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V. y Bowen, A.J. (1980). Sediment waves in the Monterey fan Levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37, 1-18.

- Normark, W.R., Posamentier, H. y Mutti, E. (1993). Turbidite systems: state of the art and future directions. *Reviews of Geophysics*, B31, 91-116.
- O'Leary, D.W., Friedman, J.D. y Pohn, H.A. (1976). Lineaments, linear, lineation: some proposed new names and standards. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1463-1469.
- Olivet, J.L. (1996). La cinématique de la Plaque Ibérique. *Bulletin des centres de recherches Exploration-production Elf-Aquitaine*, 20, 1, 131-195.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J.M. (1984). Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapport Science et Technologie, Paris, CNEXO*, 54, 5 pl., 108 pp.
- Orange, D., García-García, A., Lorenson, T., Nittrouer, C., Milligan, T., Miserocchi, S., Langone, L., Correggiari, A. y Trincardi, F. (2005). Shallow gas and flood deposition on the Po Delta. *Marine Geology*, 222, 159-177.
- Orpin, A.R. (2004). Holocene sediment deposition on the Poverty-slope margin by the muddy Waipaoa River, east Coast New Zealand. *Marine Geology*, 209, 69-90.
- OSPAR. (2000). Region IV: Bay of Biscay and Iberian Coast. Chapter 2: Geography, hydrography and climate. In: *Quality Status Report 2000*, OSPAR Commission, London, 5-31.
- Paillet, J. y Mercier, H. (1997). An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep-Sea Research Pt I*, 44(8), 1293-1328.
- Paillet, J., Arhan, M. y MacCartney, M.S. (1998). The spreading of Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 103, 10223-10239.
- Papazachos, B. y Papazachou, K. (1989). *Earthquakes in Greece*. Ziti Publications, Thessaloniki (in Greek).
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J.L., Zaragosi, S., Marret, F. y Bourillet, J.F. (2008). Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic). *Marine Micropaleontology*, 68(1), 136-155.
- Pereira, R. y Alves, T.M. (2011). Margin segmentation prior to continental break-up: A seismic-stratigraphic record of multiphased rifting in the North Atlantic (Southwest Iberia). *Tectonophysics*, 505(1), 17-34.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group (1995). Crustal structure of the Cantabrian Zone: Seismic image of a Variscan foreland thrust and fold belt (NW Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 307-320.
- Pérez-Gussinyé, M., Ranero, C.R., Reston, T.J. y Sawyer, D. (2003). Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (1978-2012), 108(B5).
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. y Hein, F.J. (1989). *Deep Marine Environments*. Harper- Collins, London. 416 pp.
- Pingree, R.D. (1997). The eastern subtropical gyre (North Atlantic): Flow rings recirculations structure and subduction. *Journal of the Marine Biological Association UK*, 78, 351-376.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1990). Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region. *Journal of the Marine Biological Association UK*, 70, 857-885.
- Pingree, R.D. y Le Cann, B. (1992). Three anticyclonic Slope Water Oceanic EDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep-Sea Research*, 39, 1147-1176.

- Pinheiro, L.M., Wilson, R.C.L., Pena dos Reis, R., Whitmarsh, R.B.W. y Ribeiro, A. (1996). The Western Iberian Margin: a Geophysical and Geological Overview. In: Whitmarsh, R.B., Daywer, D., Klaus, A., Masson, D.G. (eds.), *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-23.
- Piper, D.J. y Normark, W.R. (1983). Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California Borderland. *Sedimentology*, 30(5), 681-694.
- Piper, D.J.W., Farre, J.A. y Shor, A.N. (1985). Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1508-1517.
- Piper, D.J., Hiscott, R.N. y Normark, W.R. (1999). Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology*, 46(1), 47-78.
- Pollard, D.D. y Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock, with application of faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (ed.) *Fracture mechanics of rocks*. Academic, London, 277-349.
- Pollard, S., Griffiths, C.R., Cunningham, S.A., Read, J.F., Pérez, F.F. y Ríos, A.F. (1996). Vivaldi 1991 - A study of the formation, circulation and ventilation of Eastern North Atlantic Central Water. *Progress in Oceanography*, 37, 167-192.
- Pratson, L.F. y Laine, E.P. (1989). The relative importance of gravity- induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5kHz echo character. *Marine Geology*, 89, 87-126.
- Preu, B., Hernández-Molina, F.J., Violante, R., Piola, A.R., Paterlini, C.M., Schwenk, T., Voigt, I., Krastel, S. y Spiess, V. (2013). Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: the interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 75, 157-174.
- Prior, D.B., Doyle, E.H. y Kaluza, M.J. (1989). Evidence for sediment eruption on deep sea floor, Gulf of Mexico. *Science*, 243, 517-519.
- Prost, G.L. (1994). Remote sensing for geologists. In: *A Guide to Image Interpretation*, Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam.
- Pudsey, C.J. y Howe, J.A. (1998). Quaternary history of the Antarctic Circumpolar Current: evidence from the Scotia Sea. *Marine Geology*, 148, 83-112.
- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Parsons, J.D. y Sternberg, R.W. (2004). Storm induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, (1978-2012), 109(C3).
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group. (1996). Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Pulgar, J.A., Alonso, J.L., Espina, R.G. y Marín, J.A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 21, 283-294.

- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Benjumea, B., Bartolomé, R., Ruiz, M., Fernández-Baniela, F., Ferrer, O. y MARCONI Team (2004). Structure and tectonic evolution of the Cantabrian Margin of the Bay of Biscay: results from MARCONI multichannel seismic data. *11<sup>th</sup> International Symposium on deep structures of the continents and their margins: results from reflection, refraction and teleseismic seismology*. Quebec, Canada.
- Pulgar, J.A., Fernández-Viejo, G., Gallastegui, J., Gallart, J., Benjumea, B., Bartolomé, R., Ruiz, M., Ferrer, O. y Grupo MARCONI. (2008). Estructura y evolución tectónica del sector oriental del margen continental cantábrico: resultados de los perfiles de sísmica multicanal MARCONI. *Geo-Temas*, 10, 576-578.
- Raddatz, J., Rüggeberg, A., Margreth, S. y Dullo, W.C. (2011). Paleoenvironmental reconstruction of Challenger Mound initiation in the Porcupine Seabight, NE Atlantic. *Marine Geology*, 282(1), 79-90.
- Ramírez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assesment of active tectonics in the Acamby graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332.
- Reading, H.G. y Richards, M. (1994). Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 78(5), 792-822.
- Rebesco, M. (2005). Contourites. In: Richard, C., Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, 4, Elsevier, London, 513-527.
- Rebesco, M. y Stow, D.A.V. (2001). Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. *Marine Geophysical Researches*, 22(5-6), 303-308.
- Rebesco, M. y Camerlenghi, A. (2008). *Contourites. Developments in sedimentology*. Elsevier, 60, 688 pp.
- Rebesco, M., Larter, R.D., Camerlenghi, A. y Barker, P.F. (1996). Giant sediment drifts on the continental rise west of the Antarctic Peninsula. *Geo-Marine Letters*, 16, 65-75.
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D. y Wahlin, A. (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state of the art and future considerations. *Marine Geology*, SI, 50th anniversary, 111-154.
- Reed, D.L., Meyer, A.W., Silver, E.A. y Prasetyo, H. (1987). Contourite sedimentation in an intraoceanic forearc system: eastern Sunda Arc, Indonesia. *Marine Geology*, 76, 223-241.
- Reeder, M., Rothwell, R.G., Stow, D.A.V., Kahler, G. y Kenyon, N.H. (1998). Turbidite flux, architecture and chemostratigraphic of the Herodotus Basin, Levantine Sea, SE Mediterranean. In: Stocker, M.S., Evans, D., Cramp, A. (eds), *Geological Processes on Continental Margins*. Geol. Soc, London, Spec. Publ. London, pp. 19-41.
- Réhault, J.P. y Mauffret, A. (1979). In: Sibuet, J.C., Ryan W.B.F. et al. (eds.). Relationships between tectonics and sedimentation around the northwestern Iberian margin. *Initial Reports DSDP*, vol. 47, (Pt. 2). (U.S. Govt. Prin. Of.), Washington, pp. 663-681.
- Reid, J.L., Nowlon, W.D. y Patzert, W.C. (1977). On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 7, 62-91.
- Reston, T.J. (1996). The S reflector west of Galicia: the seismic signature of a detachment fault. *Geophysical Journal International*, 127, 230-244.

- Reston, T.J., Krawczyk, C.M. y Klaeschen, D. (1996). The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B4), 8075-8091.
- Revel, M., Crémer, M., Grousset, F.E. y Labeyrie L. (1996). Grain-size and Sr-Nd isotopes as tracer of paleo-bottom current strength, Northeast Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 131, 233-249.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. y Monteiro, J.H. (1979). Introduction à la Géologie generale du Portugal. *Service Géologique du Portugal*, 114 pp.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R. y Matias, L. (1996). Stress Pattern in Portugal Mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics*, 15(2), 641-659.
- Richardson, P.L., McCartney, M.S. y Maillard, C. (1991). A search for meddies in historical data. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15, 241-265.
- Riddy, P. y Masson, D.G. (1996). The sea floor-exploring a hidden world. En: Summerhayes, C.P. and Thorpe, S.A. (Coords), *Oceanography, An illustrated Guide*, Masson Publishing, pp. 300-313.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 354-368.
- Ríos, A.F., Pérez, F.F. y Fraga, F. (1992). Water masse in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep-Sea Research*, 39, 645-658.
- Roberts, D.G. y Kidd, R.B. (1984). Sedimentary and structural patterns on the Iberian continental margins: an alternative view of continental margin sedimentation. *Marine of Petroleum Geology*, 1, 37-48.
- Roberts, D.G., Hogg, N.G., Derek, G., Bishop, G. y Flewellen, C.G. (1974). Sediment distribution around moated seamounts in the Rockall Trough. *Deep-Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers*, 21, 175-184
- Rodríguez-Fernández, L.R., López-Olmedo, F., Oliveira, J.T., Medialdea, T., Terrinha, P., Matas, J., Martín-Serrano, A., Martín Parra, L.M., Rubio, F., Montes, M. y Nozal, F. (2014). *Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Roest, W.R. y Srivastava, S.P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P.E. y Murray, J.W. (2005). Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography*, 20(3), PA3007.
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Bigg, G.R. y Ramirez, J. (2012). Paleooceanography of the Atlantic-Mediterranean exchange: Overview and first quantitative assessment of climatic forcing. *Reviews of Geophysics*, 50(2), RG2003.
- Roque, C., Duarte, H., Terrinha, P., Valadares, V., Noiva, J., Cachão, M., Ferreira, J., Legoinha, P. y Zitellini, N. (2012). Pliocene and Quaternary depositional model of the Algarve margin contourite drifts (Gulf of Cadiz, SW Iberia): seismic architecture, tectonic control and paleoceanographic insights. *Marine Geology*, 303, 42-62.



- Rueda, J. y Mezcuca J. (2001). Sismicidad, Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en Galicia. Instituto geográfico nacional, *Publicación Técnica*, 35, 64 pp.
- Ruppel, C. (1995). Extensional processes in continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100, B12, 24187-24215.
- Ryan, W.B. y Flood, R.D. (1996). Side-looking sonar backscatter response at dual frequencies. *Marine Geophysical Researches*, 18(6), 689-705.
- Sánchez González, J.M. (2013). *Oceanographic and morphosedimentary features in the northwestern sector of the Galicia margin: implications*. MSc work. University of Vigo (Spain).
- Sánchez, F., Muñoz, A., Cristobo, J., Serrano, A., Druet, M., Parra, S., Gutiérrez, J., Fernández, P. y Rios, P. (2010). Caracterización biónomica y geomorfológica de un profundo cañón submarino situado en la zona de influencia del Cañón de Avilés (Mar Cantábrico). *XVI Simposio Ibérico de Estudios de Biología Marina*. Alicante (España).
- Sangree, J.B. y Widmier, J.M. (1977). Seismic interpretation of clastic depositional facies. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Shipboard Scientific Party (1987). Introduction, objectives, and principal results: Ocean Drilling Program Leg 103, west Galicia Margin. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al., (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initials Reports*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 3-17.
- Santanach, P. (1996). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos do laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 57-72.
- Sassi, W. y Faure, J.L. (1997). Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266, 101-119.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P. y Paquereau, T. (1993). Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of preexisting faults in thrust tectonics. *Tectonophysics*, 226, 97-112.
- Schönfeld, J. y Zahn, R. (2000). Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(1), 85-111.
- Scrutton, R.A. y Stow, D.A.V. (1984). Seismic evidence for Early Tertiary bottom-current controlled deposition in the Charlie Gibbs Fracture Zone. *Marine Geology*, 56(1), 325-334.
- Sepehr, M. y Cosgrove, J.W. (2005). Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Tectonics*, 24, TC5005, doi:10.1029/2004TC001725.
- Shackleton, N.J. (1987). Oxygen Isotopes, Ice Volume and Sea-Level. *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4), 183-190.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models, a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2), 285-342.
- Shanmugam, G. (2002). Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58 (3-4), 311-341.
- Shanmugam, G. (2006). *Deep-water processes and facies models*. Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs, 5. Elsevier, Amsterdam.

- Shanmugam, G. (2012). New perspectives on deep-water sandstones: origin, recognition, initiation, and reservoir quality. *Handbook of Petroleum Exploration and Production*, 9, Elsevier, Amsterdam, 524 pp.
- Shanmugam, G. (2013). New perspectives on deep-water sandstones: Implications. *Petroleum Exploration and Development*, 40, 316-324.
- Shanmugam, G. (2014). Review of research in internal-wave and internal-tide deposits of China: Discussion. *Journal of Palaeogeography*, 3(4), 332-350.
- Shapiro, G.I. y Meschanov S.L. (1996). Spreading pattern and mesoscale structure of Mediterranean outflow in the Iberian Basin estimated from historical data. *Journal of Marine System*, 7, 337-348.
- Shepard, F.P. y Dill, R.F. (1966). *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Rand McNally, Chicago, Il., 381 pp.
- Sibuet, J.C. (1987). *Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges continentales passives*. Thèse de doctorat ès Sciences, Brest.
- Sibuet, J.C. (1992). New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia-Flemish Cap conjugate margins. *Journal of the Geological Society of London*, 149, 829-840.
- Sibuet, J.C. y Le Pichon, X. (1971). Structure gravimétrique du golfe de Gascogne a partir des profils de sismique. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Technip, Paris, VI.9.11-VI.9.18.
- Sibuet, J.C. y Ryan, W.B.F. (1979). Site 398: evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. In: Sibuet J.C., Ryan W.B.F. et al. (eds.). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 47 (Pt. 2): Washington (U.S. Govt. Print. Of.), 761-775.
- Sibuet, J.C. y Collette, B. (1991). Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, 19, 522-525.
- Sibuet, J.C. y Collette, B.J. (1993). Quantification de l'extension liée a la phase pyrénéenne et géométrie de la frontière de plaques dans la partie ouest du golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 317, Serie II, 1207-1214.
- Sibuet, J.C., Pautot, G. y Le Pichon, X. (1971). Interprétation structurale du Golfoe de Gascogne à partir des profils de sismique. In: Debyser, J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.), *Histoire Structurale du golfe de Gascogne*, Chapter: 6, Publisher: Technip, Paris, 1-31.
- Sibuet, J.C., Ryan W.B.F. et al. (1979). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, Washington D.C. (U.S. Govt. Print. Of.), 47, 2, 787 pp.
- Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F., Arthur M., Barnes R., Blechsmidt G., De Charpal O., De Graciansky P.C., Habib D., Iaccarino S., Johnson D., Lopatin B.G., Maldonado A., Montadert L., MooreD.G., Morgan G.E., Mountain G., Rehault J.P., Sigal J., y Williams C.A. (1980). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 294, 51-61.
- Sibuet, J.C., Maze, J.P., Amortila, P. y Le Pichon, X. (1987). Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia, from Sea Beam and seismic data. In: Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W. et al. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 103, 77-97.

- Sibuet, J.C., Monti, S., Loubrieu, B., Mazé, J.P. y Srivastava, S. (2004). Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(5), 429-442.
- Siegal, B.S. y Gillespie, A.R. (1980). *Remote Sensing in Geology*. John Wiley and Sons, New York.
- Sigal, J. (1979). In: Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al. (eds.). *Proceedings of the ODP, Initial Reports*, 47, Pt. 2, Washington (U.S. Govt. Print.Of.), 287-326.
- Silva, P. (1994). *Evolución geodinámica de la depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral, UCM, 642 pp.
- Simpson, D.W. y Anders, M.H. (1992). Tectonics and topography of the Western United States-an application of digital mapping. *Geological Society of America*, 2, 118-121.
- Spall, M.A. (1999). A simple model of the large-scale circulation of Mediterranean Water and Labrador sea water. *Deep Sea Research Pt II*, 46, 181-204.
- Srivastava, S. y Tapscott, C.R. (1986). Plate kinematics of the North Atlantic. In: *The western North Atlantic region*. Vogt, P. et al. (eds.) Boulder, *Geological Society of America*, pp. 379-404.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J. y Macnab, R. (1990). Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344, 756-759.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R. y Reid, I.R. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth Planetary Science Letters*, 182(1), 61-76.
- Stoker, M., Akhurst, M., Howe, J. y Stow, D.A.V. (1998). Sediment drifts and contourites on the continental margin off NW Britain. In: Stow, D.A.V., Faugères, J.C. (eds.), *Contourites, Turbidites and Process Interaction*. *Sedimentary Geology*, 115(1), 33-51.
- Stoker, M.S. (1995). The influence of glacigenic sedimentation on slope-apron development on the continental margin off Northwest Britain. *Geological Society of London, Special Publication*, 90(1), 159-177.
- Stoker, M.S. (1998). Sediment-drift development on the continental margin off NW Britain. *Geological Society of London, Special Publication*, 129, 229-254.
- Stow, D.A.V. (1979). Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology*, 26, 371-387.
- Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (1984). Deep-water fine-grained sediments: facies model. Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. *Geological Society of London, Special Publication*, 15, 611-645.
- Stow, D.A.V. y Johansson, M. (2000). Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2), 145-174.
- Stow, D.A.V. y Faugères, J.C. (2008). Contourite facies and the facies model. In: Rebescio, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60, 223-256.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. y Collinson, J.D. (1996). *Deep seas*. In: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments*. 3rd ed. Blackwell, Oxford, pp. 395-453.
- Stow, D.A.V., Taira, A., Ogawa, Y., Soh, W., Taniguchi, H. y Pickering, K.T. (1998). Volcaniclastic sediments, process interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sedimentary Geology*, 115, 351-381.

- Stow, D.A.V., Faugères, J.C., Gonthier, E., Cremer, M., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L. y Díaz del Río, V. (2002a). Faro-Albufeira drift complex, Northern Gulf of Cádiz. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J., Faugères, J.C. (eds.). IGCP 432. Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. *Geological Society of London, Special Publication*, 22, 137-154.
- Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.C., Viana, A. (eds.) (2002b). *Deep-water contourite systems: Modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. *Geological Society of London Memoir*, 22, 466 pp.
- Stow, D.A.V., Armishaw, J.E. y Holmes, R. (2002c). Holocene contourite sand sheet on the Barra Fan slope, NW Hebridean margin. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., et al. (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*, London. *Memoir, Geological Society*, 22, 99-119.
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Río, V., Somoza, L. y Brackenridge, R.E. (2013). The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. *Marine Geology*, 343, 99-114.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Urgeles, R., Vorren, T. y Wilson, C. (2004). Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology*, 213, 291-321.
- Sweeney, E.M., Gardner, J.V., Johnson, J.E. y Mayer, L.A. (2012). Geological interpretations of a low-backscatter anomaly found on the New Jersey continental margin. *Marine Geology*, 326-328, 46-54.
- Talley, L.D. y McCartney, M.S. (1982). Distribution and circulation of Labrador sea water. *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1189-1205.
- Taylor, J., Dowdeswell, J.A. y Siegert, M.J. (2002). Late Weichselian depositional processes, fluxes, and sediment volumes on the margins of the Norwegian Sea (62-75° N). *Marine Geology*, 188, 61-77.
- Tejero R., González-Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D. y Sánchez-Serrano, F. (2006). Insights into the tectonic topography of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76, 280-294.
- Thinon, I. (1999). *Structure Profonde de la Marge Nord-Gascogne et du Bassin Armoricaire (Golfe de Gascogne)*. Ph.D. Thesis, Univ. Bretagne Occ., 332 pp.
- Thinon, I., Réhault, J.P. y Fidalgo-González, L. (2002). La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricaire (golfe de Gascogne): à partir de nouvelles données de sismique réflexion. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173(6), 515-522.
- Tissot, B.P. y Welte, D.H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence*, second ed. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Crémer, M. y Zaragosi, S. (2007). Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 46(2-4), 354-356.

- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Cremer, M., Eynaud, F., Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Fontanier, C., Turon, J.L., Cortijo, E. y Gibbard, P.L. (2009a). Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quaternary Science Reviews*, 28(13), 1238-1256.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Gibbard, P.L., Eynaud, F., Giraudeau, J., Turon, J.L., Cremer, M., Cortijo, E., Martinez, P. y Rossignol, L. (2009b). A 1.2 Ma record of glaciation and fluvial discharge from the West European Atlantic margin. *Quaternary Science Reviews*, 28(25), 2974-2981.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Marieu, V., Cremer, M., Kageyama, M., Van Vliet-Lanoë, B., Eynaud, F., Turon, J.L. y Gibbard, P.L. (2010). The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20-18ka ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3), 459-473.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Dennielou, B., Jorry, S.J., Jouet, G. y Cremer, M. (2012). External controls on turbidite sedimentation on the glacially influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Marine Geology*, 303, 137-153.
- Trabant, P.K. (1984). *Applied High-Resolution Geophysical Methods Offshore Geoengineering Hazards*. D. Reidel Publishing Company. International Human Resources Development Corporation, Boston, 265 pp.
- Tsunogai, U., Ishibashi, J., Wakita, H. y Gamo, T. (1998). Methane-rich plumes in the Suruga Trough (Japan) and their carbon isotopic characterization. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 97105.
- Tucholke, B.E. y Mountain, G.S. (1986). Tertiary paleoceanography of the western North Atlantic Ocean. *The Geology of North America*, 1000, 631-650.
- Twichell, D.C., Schwab, W.C., Nelson, C.H., Kenyon, N.H. y Lee, H.J. (1992). Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARC IA sidescan sonar images. *Geology*, 20(8), 689-692.
- Unterseh, S., Cochonat, P., Voisset, M., Ollier, G. y Harmegnies, F. (1998). Acoustic data ground truthing through in-situ measurements of physical properties. *International Offshore and Polar Engineering Conference (ISOPE)*. ISOP, Montreal, Canada, pp. 689-692.
- Urgeles, R., Locat, J., Schmitt, T. y Hughes Clarke, J.E. (2002). The July 1996 flood deposit in the Sanguenay Fjord, Quebec, Canada: implications for sources of spatial and temporal backscatter variations. *Marine Geology*, 184, 41-60.
- Urgeles, R., Leynaud, D., Lastras, G., Canals, M. y Menert, J. (2006). Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro continental slope, NW Mediterranean. *Marine Geology*, 226(3-4), 185-206.
- Urlick, R.J. (1975). *Principles of Underwater Sound*. McGraw Hill, New York. 384 pp.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M. y Thompson, M.S. (1977). Seismic Stratigraphy y Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 63-81.



- Vail, P.R., Hardenbol, J. y Todd R.G. (1984). Northern North SEA Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J.S. (ed.), *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 36, 129-144.
- Valencia, V., Franco, J., Borja, A. y Fontan, A. (2004). Hydrography of the southeastern Bay of Biscay. In: Borja, A., Collins, M.B. (eds.). *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*. Elsevier Oceanography Series, Amsterdam, pp. 159-193.
- Van Aken, H.M. (2000a). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean I: The deep water masses. *Deep Sea Research Pt I*, 47, 757-788.
- Van Aken, H.M. (2000b). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean II: The intermediate water masses. *Deep-Sea Research Pt. I*, 47, 789-824.
- Van Aken, H.M. (2001). The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: III. The thermocline water mass. *Deep Sea Research Pt I*, 48, 237-267.
- Van der Voo, R. (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 7, 5-56.
- Van der Voo, R. y Zijdeveld, J.D.A. (1971). Renewed paleomagnetic study of the Lisbon volcanics and implications for the rotation of Iberian Peninsula. *Journal Geophysical Research*, 76, 3913-3921.
- Van Rooij, D., Iglesias, J., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Gómez-Ballesteros, M., De Hauwere, A., Casas, D., Llave, E., García-Gil, S., Henriet, J.P. y Acosta, J. (2010). The Le Danois contourite depositional system off the North Iberian margin, Spain. *Marine Geology*, 274(1/4), 1-20.
- Vangriesheim, A. y Khripounoff, A. (1990). Near-bottom particle concentration and flux: temporal variations observed with sediment traps and nephelometer on the Meriadzek Terrace, Bay of Biscay. *Progress in Oceanography*, 24(1), 103-116.
- Vanne, J.R., Auxietre, J.L. y Dunand, J.P. (1979). Geomorphic provinces and the evolution of the northwestern Iberian continental margin. *Annales de l'Institut Oceanographique*, Paris, 55, 5-20.
- Vargas, C.A., Mann, P. y Gómez, C. (2012). Morphologic expression of accretionary processes and recent submarine landslides along the southwestern Pacific margin of Colombia. In: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, Netherlands, pp. 365-377.
- Vázquez, J.T., Medialdea, T., Ercilla, G., Somoza, L., Estrada, F., Fernández Puga, M.C., Gallart, J., Gràcia, E., Maestro, A. y Sayago, M. (2008). Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin). *Marine Geology*, 249, 128-149.
- Vázquez, J.T., Ercilla, G., Medialdea, T., Somoza, L., Bohoyo, F., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M., García-Gil, S. y León, R. (2009). El colapso BURATO ERGAP: Un rasgo morfotectónico de primera magnitud en el Banco de Galicia. *6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico*, 205-208.
- Vázquez, J.T., Somoza, L., Medialdea, T., Ercilla, G., Bohoyo, F., León, R., Estrada, F., Iglesias, J. (2009). The Finisterre Seamount: a submarine elevation of compressive origin in

- the north-western corner of the Galicia Bank Continental margin. *Resúmenes II Simposio Internacional de Ciencias del Mar*, 2009 (ISMSO9), Vigo-España, 245-246.
- Vera, J.A. (1994). *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Editorial Rueda, Madrid, 806 pp.
- Verreydt, W. (2011). *Late Cenozoic sedimentary processes on the outer edge of the NW Iberian shelf, Cabo Ortegal*. MSc Thesis. Renard Centre of Marine Geology, Ghent University.
- Viana, A. (2001). Seismic expression of shallow- to deep-water contourites along the south-eastern Brazilian margin. *Marine Geophysical Researches*, 22, 509-521.
- Viana, A.R., Ameida Jr., W. y Almeida, C.F.W. (2002a). Upper slope sands – the late Quaternary shallow-water sandy contourites of Campos Basin SW Atlantic margin. In: Stow, D AV., Pudsey, C.J., Howe, J.A, Faugères, J.C., Viana, AR. (eds.), *Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. *Geological Society*, London, *Memoirs*, 22, 261-270.
- Viana, A.R., Hercos, C.M., Almeida Jr., W., Magalhães, J.L.C. y Andrade, S.B. (2002b). Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the Northern Campos Slope, SW Atlantic Margin. In: Stow, DA.V., Pudsey, C.J., Howe, JA , Faugères, J.C., Viana, AR. (eds.), *Deep-water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. *Geological Society*, London, *Memoirs*, 22, 249-259.
- Viana, A. y Rebesco, M. (eds.) (2007). *Economic and paleoceanographic significance of contourites*. Geological Society of London, Special Publication, 276, 350 pp.
- Vigneaux, M. (1974). The geology and sedimentation history of the Bay of Biscay. *Ocean Basins and Margins*, PlenumPress, London, 2 (9), 273-374.
- Voelker, A.H., Lebreiro, S.M., Schonfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H. y Abrantes, F., (2006). Mediterranean outflow strengthening during Northern Hemisphere coolings: a salt source for the glacial Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1-2), 39-55.
- Voelker, A.H., Rodrigues, T., Billups, K., Oppo, D., McManus, J., Stein, R., Hefter, J. y Grimalt, J.O. (2010). Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS 9-14) and their implications for the thermohaline circulation. *Climate of the Past*, 6, 531-552.
- Vologina, E.G., Sturm, M., Radziminovich, Y.B., Vorob'eva, S.S. y Schetnikov. A.A. (2012). The 1912 earthquake in South Baikal: traces in bottom sediments and gas release into the water column. *Russian Geology and Geophysics*, 53, 1342-1350
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E. y Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 295-305.
- Wählin, A.K., y Walin, G. (2001). Downward migration of dense bottom currents. *Environmental Fluid Mechanics*, 1(2), 257-279.
- Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H. y Evans, J. (2000). Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology*, 47(1), 239-256.
- Weber, M.E., Bonani, G. y Fiitterer, K.D. (1994). Sedimentation processes within channel-ridge systems, southeastern Weddel Sea, Antarctica. *Paleoceanography*, 9(6), 1027-1048.

- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4), 974-1002.
- Westaway, R. y Bridgland, D.R. (2010). Causes, consequences and chronology of large-magnitude palaeoflows in Middle and Late Pleistocene river systems of northwest Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(9), 1071-1094.
- Whitmarsh, R.B. y Sawyer, D.S. (1996). The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to sea-floor spreading processes. *Proceedings of the ODP Scientific Results*, 149, 713-736.
- Whitmarsh, R.B., White, R.S., Horsefield, S.J., Sibuet, J., Recq, M. y Louvel, V. (1996). The ocean-continent boundary off the Western continental margin of Iberia: Crustal structure West of Galicia Bank. *Journal of Geophysical Research*, 101 (B12), 28291-28314.
- Williams, C.A. (1973). A fossil triple junction in the NE Atlantic west of Biscay. *Nature*, 24, 5411.
- Wilson, R.C.L. (1979). A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciencias da Terra (Univ. Nova de Lisboa)*, 5, 53-85.
- Wilson, R.C.L., Hiscott, R.N., Willis, M.G. y Gradstein, F.M. (1990). The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 46.
- Winnock, E. (1971). Géologie succincte du bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du golfe de Gascogne). In: Debysier, J., Le Pichon, X., Montadert, L. (eds.). *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Publication de l'Institut Français du Pétrole, Technip, Paris, p.IV.1-1-IV.1-30.
- Wise, D.U., y McCrory, T.A. (1982). A new method of fracture analysis: azimuth versus traverse distance plots. *Geological Society of America Bulletin*, 93(9), 889-897.
- Withjack, M.O., Olson, J. y Peterson, E. (1990). Experimental models of extensional forced folds. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 74, 1038-1054.
- Wood, R. y Davy, B. (1994). The Hikurangi Plateau. *Marine Geology*, 118(1), 153-173.
- Wooster, W.S., Bakun, A. y McLain, D.R. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 34(2), 131-141.
- Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A. y Weaver, P.P. (2000). Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology*, 163(1), 185-198.
- Wynn, R.B., Weaver, P.P., Masson, D.G. y Stow, D.A.V. (2002). Turbidite depositional architecture across three interconnected deep-water basins on the north-west African margin. *Sedimentology*, 49(4), 669-695.
- Zaragosi, S., Auffret, G.A., Faugères, J.C., Garlan, T., Pujol, C. y Cortijo, E. (2000). Physiography and recent sediment distribution of the Celtic deep- Sea fan, Bay of Biscay. *Marine Geology*, 169, 207-237.
- Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G.A., Turon, J.L. y Garlan, T. (2001a). Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope

- environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 493-507.
- Zaragosi, S., Le Suave, R., Bourillet, J. F., Auffret, G., Faugeres, J. C., Pujol, C. y Garlan, T. (2001b). The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Marine Letters*, 20(4), 219-232.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A. y Lanfumey, V. (2006). The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters*, 26(6), 317-329.
- Zazo, C. (1999). Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55, 101-113.
- Zenk, W. (1970): On the temperature and salinity structure of the Mediterranean water in the Northeast Atlantic. *Deep-Sea Research*, 17, 627-631.
- Zenk, W. (2008). Abyssal and contour currents. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites. Developments in Sedimentology*, 60, 37-57.
- Zhang, X. y Sanderson, D.J. (1996). Numerical modelling of the effects of fault slip on fluid flow around extensional faults. *Journal of Structural Geology*, 18, 1, 109-119.
- Ziegler, P.A. (1989). Evolution of the North-Atlantic-An overview. In: Tankard, A.J., Balwill, H.R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, 46, 111-129.